



Inversion conjointe des données magnétotelluriques et gravimétriques: Application à l'imagerie géophysique crustale et mantellique

Yassine Abdelfettah

► To cite this version:

Yassine Abdelfettah. Inversion conjointe des données magnétotelluriques et gravimétriques: Application à l'imagerie géophysique crustale et mantellique. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2009. Français. NNT: . tel-00424413

HAL Id: tel-00424413

<https://theses.hal.science/tel-00424413>

Submitted on 15 Oct 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Géosciences Marines
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Yassine Abdelfettah
Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538
Géosciences Marines
Institut Universitaire Européen de la Mer

« Inversion conjointe
des données
magnétotelluriques et
gravimétriques:
Application à l'imagerie
géophysique crustale et
mantellique »

Thèse soutenue le 12 juin 2009
devant le jury composé de :

Christophe Delacourt

Professeur, IUEM, Université de Brest / *Président*

Michel Chouteau

Professeur à l'Ecole Polytechnique de Montréal, Canada / *Rapporteur*

Jacques Zlotnicki

Directeur de recherche au CNRS, Clermont Ferrand / *Rapporteur*

Christel Tiberi

Chargée de Recherche au CNRS, Montpellier / *Examinatrice*

Nicholas Mariita

Sénior géophysicien, division de développement en Géothermie KenGen, Kenya / *examinateur*

Peter Thuo

Responsable service géologique, National Oil Corporation of Kenya / *Invité*

Marcia Maia

Chargée de Recherche au CNRS, IUEM, Université de Brest / *Co-directeur de thèse*

Sophie Hautot

Chercheur, Docteur d'université – UBO / *Co-directeur de thèse*

Pascal Tarits

Professeur, IUEM, Université de Brest / *Directeur de thèse*



Remerciements

Voilà le moment tellement attendu, annonçant la fin de la thèse. Il s'agit de quelques lignes, toutefois elles représentent une tâche difficile. Ce n'est pas que je n'aime pas remercier les personnes qui m'ont aidé, mais plutôt la peur d'en oublier.

Ma première pensée est pour mon directeur de thèse. Je remercie particulièrement Monsieur le Professeur Pascal Tarits pour m'avoir permis de travailler avec lui et de sa confiance pendant ces trois ans et demi. Il a su orienter ma recherche dans la bonne direction en m'aidant à découvrir de plus en plus le vrai côté de la recherche. Avec son expérience, il m'a encadré, en me donnant toute la liberté soit pour gérer le temps du travail ou en me montrant la manière de travailler.

Je tiens également à remercier mon deuxième directeur de thèse Madame Marcia Maia. Malgré les multiples tâches qu'elle accomplit, elle a toujours pu se libérer et suivre mon travail de thèse. Ses conseils, ses explications ainsi que ses suggestions m'ont aidées à bien apprécier la gravimétrie.

Je pense être privilégié, car une troisième personne a pu veiller sur mon travail et contribuer à sa progression. Je remercie donc Sophie Hautot pour son soutien apporté durant toutes ces années de thèse notamment sur la magnétotellurique. De plus, elle a pu être disponible tout en encadrant un autre doctorant.

Je remercie également Monsieur le professeur Michel Chouteau et Monsieur Jacques Zlotnicki pour avoir accepté d'être rapporteur dans cette thèse. Ce geste témoigne de leurs intérêts qu'ils portent à mon travail.

Sans oublier de remercier Madame Christel Tiberi d'être examinatrice pour ce travail. Par son expérience dans l'inversion conjointe, elle apportera sûrement des témoignages particuliers.

Je remercie Monsieur Christophe Delacourt d'avoir accepté d'être membre de jury. Sans oublier de remercier également Nicholas Mariita d'avoir accepté de faire le déplacement du Kenya jusqu'à Brest pour assister à ma soutenance.

Je remercie Monsieur Jean Jacques Tiercelin pour son aide précieuse qu'il m'a apportée durant la thèse. Son soutien a commencé depuis la campagne d'acquisition des données en 2006 au Kenya jusqu'à la fin de ma thèse. Avec lui la géologie de Turkana devient le récit d'une histoire.

Sans oublier de remercier également la compagnie Nock de Kenya ainsi que l'Ambassade de France au Kenya qui ont financé en partie mes travaux de terrain.

Je remercie toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Merci à tous ceux qui ne vont pas lire leurs nom ici.

A ma mère,
à mon père,
à ma femme.
A Anas.

*La science est
l'asymptote de la vérité.
Elle approche sans cesse
et ne touche jamais.*

Victor Hugo.

Résumé

Pour mieux comprendre les résultats géophysiques en termes de géologie, il est important d'utiliser différents types de données acquises par plusieurs méthodes. Une seule méthode géophysique n'a pas nécessairement la résolution suffisante pour expliquer la géologie. Avec une seule méthode, il peut être difficile de donner un sens géologique aux anomalies observées dans les modèles. L'inversion conjointe, en revanche, est une approche permettant de combiner des données de différentes natures. L'inversion conjointe peut être réalisée de deux façons : structurale ou pétrophysique. On peut subdiviser les inversions conjointes en deux groupes : l'inversion conjointe de méthodes sensibles au même paramètre physique comme les sondages électriques DC-DC et AC-DC, et l'inversion conjointe de méthodes sensibles aux paramètres de natures différentes, comme la gravimétrie et la sismique ou la sismique et la magnétotellurique (MT).

Dans ce travail de thèse, je présente la solution de l'inversion conjointe de données MT et gravimétriques. La bonne résolution verticale mais la faible couverture spatiale des données MT peuvent être complémentaire des données gravimétriques qui possèdent une excellente couverture spatiale mais une faible résolution verticale.

Le problème qui se pose dans l'inversion conjointe de données de différentes natures, est comment relier les différents paramètres. Des formules analytiques entre les vitesses sismiques et les densités ou entre les résistivités électriques et les densités sont destinées à des études spécifiques. En général, il n'est pas évident de relier les paramètres par des relations pétrophysiques. Par conséquent, il est nécessaire de développer des algorithmes qui n'imposent pas de relation spécifique entre les paramètres. L'approche d'inversion conjointe présentée ici est assez générale. Je pose une fonction de condition géométrique (GCF) sous laquelle les paramètres varient dans le même domaine pour imager les mêmes milieux.

La méthodologie développée durant cette thèse est testée et validée sur des modèles synthétiques. Une application est réalisée sur les données réelles acquises dans la région de Turkana, Nord Kenya, une branche du Rift Est Africain. Les résultats obtenus ont permis de confirmer certaines conclusions apportées par les résultats de la sismique réflexion et d'apporter de nouvelles informations. L'étude a permis, en effet, de mettre en évidence deux Bassins en forme de demi-graben et de déterminer l'épaisseur des basaltes, jusque là inconnus. Une stratigraphie est proposée pour les bassins de Turkana et de Kachoda. Concernant l'étude de la lithosphère, nos résultats montrent une croûte très hétérogène et un manteau supérieur homogène. Deux anomalies (conductrices et moins denses) ont été mises en évidence entre la croûte inférieure. Ces anomalies peuvent être des zones de fusion partielle à priori sont déconnectées du manteau supérieur ou s'est initié la fusion.

Abstract

Understanding geology from geophysical investigation is best when information is obtained from different kinds of data. A single method may not have sufficient resolution to provide the expected information. Joint inversion is a step forward to quantitatively combine data of different nature. Joint inversion may be considered in two different ways, petrophysical or structural. We may subdivide a joint inversion into two categories, joint inversion of data function of the same physical parameter, such as DC-DC or AC-DC resistivity soundings, and joint inversion of data of different nature such as gravity and seismic or seismic and magnetotelluric (MT) .

Here, I present a solution for the joint inversion between MT and gravity data. The depth resolution but poor spatial coverage of MT data may be complementary of gravity data with excellent spatial coverage but little vertical resolution.

With data of different nature, the most important problem in the joint inversion is to define how to link both parameters. Analytical formulation between for instance seismic velocity and density or electrical resistivity and density are seldom and very specific. It is in general not obvious to link them through petrophysical relationships. As a consequence, it is necessary to develop algorithms that are free of any explicit formulation between the parameters. The inversion scheme presented here is quite general. I set a Geometrical Condition Function (GCF) under which parameters must vary in similar domains to image the same underground layers.

The method presented here was tested and validated on synthetic examples. Joint inversion were realized on field data which were acquired in Turkana area, northern Kenyan, branch of East African Rift System. The results obtained confirmed reflection seismic results obtained in the same area, and brought new information about the subsurface structure. This study allowed to define two Basins (half-graben basin) and determine the thickness of Turkana Volcanics, which unknown until now . A stratigraphic sequence is proposed for both Turkana and Kachoda basins. The results of lithospheric study showed a heterogeneous crust and homogeneous upper mantle. Two anomalies are localized on the lower crust. They are interpreted as partial fusion area without upper mantle connection.

Table des matières

Introduction générale	3
1 Rappels théoriques	9
1.1 Introduction	9
1.2 La magnétotellurique	9
1.2.1 Principe	10
1.2.2 Équation de diffusion	11
1.2.3 La solution	12
1.2.4 Modélisation	13
1.2.4.1 Les conditions aux limites	13
1.2.4.2 Milieu 1D	14
1.2.4.3 Milieu 2D	15
1.2.4.4 Milieu 3D	16
1.2.4.5 La modélisation 2D utilisée	16
1.3 La gravimétrie	18
1.3.1 Principe de la pesanteur	18
1.3.2 L'attraction gravitationnelle et la densité	19
1.3.3 Corrections et anomalies	21
1.3.3.1 Anomalie à l'air libre	21
1.3.3.2 Anomalie de Bouguer	22
1.3.4 Modélisation	23
1.4 L'inversion	25
1.5 Annexes	27
1.5.1 La dérive instrumentale	27
1.5.2 Méthodes analytiques de détermination de la densité	27
1.5.3 Méthode de Parasnis	28
2 Etat de l'art des méthodes conjointes	33
2.1 Introduction	33
2.2 Les IC pour un même paramètre physique	34

TABLE DES MATIÈRES

2.2.1	Application et validation des théories	37
2.3	Les IC pour des paramètres physiques différents	42
2.3.1	Paramètres liés par une ou plusieurs relations	42
2.3.2	Exemple d'application	47
2.3.3	Paramètres sans relation entre eux	57
2.3.4	Exemples d'applications	60
2.4	Conclusion	66
3	Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats	71
3.1	Introduction	71
3.2	Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application	72
3.2.1	Summary	72
3.2.2	Introduction	72
3.2.3	Joint inversion formulation	73
3.2.4	Synthetic tests	75
3.2.5	Joint inversion of field data	82
3.2.6	Discussion	86
3.2.7	Conclusion	86
3.2.8	Acknowledgement	87
3.3	Conclusion	88
4	Imagerie de la lithosphère sous le Rift Turkana, Nord Kenya	93
4.1	Introduction	93
4.2	Le contexte géologique	95
4.2.1	Le contexte géodynamique du Turkana	95
4.2.2	Le contexte géologique des bassins du Turkana	96
4.3	Les données géophysiques	98
4.4	Traitement des données	100
4.5	L'inversion des données MT	101
4.6	Inversion conjointe MT-gravimétrie	109
4.7	Discussion et interprétation	118
4.7.1	Structure des bassins du Rift	118
4.7.2	Structure de la lithosphère sous le Rift Turkana	130
4.8	Conclusion	135
4.9	Annexe	136
4.9.1	Correction de relief par le MNT	136

Conclusion générale et perspectives	143
-------------------------------------	-----

Introduction générale

Introduction générale

Pour expliquer toute donnée géophysique mesurée, il est nécessaire de réaliser une inversion afin de construire un modèle géophysique qui reproduit les observations de terrain. Nous obtenons ainsi une image du sous-sol, dont la structure est caractérisée par la distribution d'un paramètre physique. Comme par exemple, la résistivité électrique pour la magnétotellurique (MT), la vitesse des ondes pour les méthodes sismiques, ou la distribution de la densité pour la gravimétrie. Ces images peuvent être exploitées directement dans l'interprétation géologiques ou comparées à d'autres modèles obtenus à partir de données géophysiques différentes.

La MT est de plus en plus reconnue comme une méthode alternative ou complémentaire aux méthodes sismiques. La MT est en effet une alternative aux méthodes sismiques dans certains contextes où celles-ci sont moins performantes ou très coûteuses. Il s'agit par exemple des écrans basaltiques ou salifères qui diminuent significativement le pouvoir de pénétration des ondes sismiques, et empêchent ainsi d'obtenir une image claire de la structure du sous-sol (e.g. Samson et al. 2006). La MT est une méthode électromagnétique passive d'imagerie géophysique dont les premières utilisations remontent aux années cinquante (Cagniard 1953). La MT fournit des images de la distribution de la conductivité électrique dans le sous-sol (Simpson and Bahr, 2005), et permet ainsi de fournir des informations sur la structure de la Terre depuis la sub-surface jusqu'au manteau. Le principe de la MT est basé sur l'induction électromagnétique dans le sous-sol. Des champs électromagnétiques primaires sont générés dans l'ionosphère et la magnétosphère par l'interaction des vents solaires avec le champ magnétique terrestre. Les champs électromagnétiques primaires induisent des champs secondaires dans la Terre, qui est un corps électriquement conducteur. Les champs électromagnétiques induits nous renseignent sur la structure électrique du sous-sol, qui peut alors être interprétée en termes géologiques.

La MT est également complémentaire aux méthodes sismiques car les deux techniques sont basées sur la mesure de paramètres physiques différents, à savoir les propriétés électriques et élastiques des matériaux terrestres. De plus, la sensibilité des méthodes est différente : les mesures MT sont plus sensibles aux matériaux conducteurs (pouvant correspondre pour des formations sédimentaires à une densité plus faible), tandis que les méthodes sismiques sont plus sensibles aux structures à forte densité (pouvant correspondre en contexte volcanique à une résistivité plus élevée). Nous voyons là l'intérêt d'associer les deux techniques pour mieux contraindre les informations qu'elles peuvent nous fournir. De par le paramètre physique des matériaux géologiques qu'elle mesure, la conductivité (ou résistivité) électrique, la MT est com-

plémentaire à d'autres techniques géophysiques dont la gravimétrie. La gravimétrie est en effet une méthode géophysique de potentiel, basée sur la mesure du champ de pesanteur, qui permet de faire une reconnaissance des structures du sous-sol en caractérisant d'éventuelles hétérogénéités de densité. Elle fournit une image intégrée de la distribution de la densité dans le sous-sol.

Classiquement, les données sismiques, gravimétriques et MT sont interprétées séparément. De cette manière, chaque modèle obtenu est contraint uniquement par un seul type de données (e.g. Li and Oldenburg 2000; Hautot et al. 2007). Une autre approche, plus prometteuse en termes d'informations sur la structure du sous-sol, consiste à interpréter simultanément deux types de données ou plus dans une même procédure d'inversion. Ce type de technique est connu sous le nom de méthode multiparamètres ou inversion conjointe (e.g. Vozoff and Jupp 1975; Tiberi et al. 2003; Gallardo and Meju 2007). L'inversion conjointe entre plusieurs méthodes géophysiques sensibles à différents paramètres physiques permet de lever certaines ambiguïtés lors de l'interprétation des modèles en termes de structures, problème qui peut être rencontré avec une seule méthode (Monteiro et al. 2007), et réduire le nombre de modèles acceptables (Moorkamp et al. 2007).

Mes travaux portent sur l'inversion conjointe MT-gravimétrie. Le développement d'une méthode d'inversion conjointe MT-gravimétrie est motivé par plusieurs intérêts potentiels : Comme dit plus haut, la MT est avec la sismique, la seule méthode d'imagerie géophysique, et elle permet la mesure de la distribution d'un paramètre différent de la sismique et de la gravimétrie. Cependant, chaque méthode géophysique a aussi ses limitations en termes de résolution. Une analyse conjointe permet d'utiliser au mieux les avantages propres à chaque technique. Ainsi, la MT a une bonne résolution verticale. Cependant, du fait du nombre limité de points de mesure, la résolution latérale de la MT peut parfois s'avérer insuffisante. La combinaison d'une interprétation de données MT avec celle de données gravimétriques peut pallier à ce problème car il est plus facile de réaliser un grand nombre de mesure gravimétriques, et donc d'avoir une bonne résolution latérale. La gravimétrie est une technique géophysique facile à mettre en œuvre et peut être prise en complément des autres techniques géophysiques (Moraes-Roberto and Hansen 2001). Dans un contexte de campagne à terre, la MT et la gravimétrie ont l'avantage d'être légères à mettre en œuvre. C'est pourquoi, dans un premier temps, et dans le cadre de ce travail de thèse, j'ai développé l'inversion conjointe MT-gravimétrie.

Cette étude est présentée dans ce manuscrit en quatre parties. La première partie est consacrée tout d'abord à un rappel de base sur la théorie de la MT et de la gravimétrie. En MT, je rappelle essentiellement les équations de Maxwell, qui décrivent l'induction électromagnétique dans un milieu diélectrique et leur solution pour les cas 1D, 2D et 3D. En gravimétrie, je fais un rappel sur le potentiel gravitationnel et sa relation avec la distribution de la densité dans le sous-sol. Dans ce même chapitre, je décris la technique d'inversion que j'utilise plus loin dans un processus de modélisation conjointe MT-gravimétrie.

La deuxième partie décrit l'état de l'art des méthodes conjointes en géophysique.

Ce chapitre fait un état des lieux concret des techniques d'inversion conjointes développées à ce jour. J'aborde différentes approches mais détaille plus particulièrement les techniques utilisant les méthodes électromagnétiques.

La troisième partie porte sur la méthode d'inversion 2D conjointe MT-gravimétrie que j'ai développée. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article soumis à *Geophysical Journal International*. Le choix du principe et du concept de la méthode est discuté. Les différentes étapes de la méthodologie sont décrites. Cet outil d'inversion est testé avec des applications à des données synthétiques. Un exemple d'application à des données réelles est également proposé mais sera décrit plus en détail dans le chapitre suivant.

La quatrième partie présente un exemple d'application de mon code d'inversion conjointe à des données réelles. J'ai participé à une campagne d'acquisition de données MT et gravimétriques dans le rift Est-Africain, plus précisément dans la dépression du Turkana qui sépare les rifts du Kenya et de l'Éthiopie. Les modèles obtenus à partir de l'inversion conjointe MT-gravimétrie proposent une image de la structure de la croûte et du manteau supérieur sous le Turkana. L'objectif de ce projet est à la fois méthodologique et fondamental. Il m'a permis d'une part d'appliquer mon outil d'inversion à des données réelles et de valider ainsi la méthodologie que j'ai développée. D'autre part, les résultats sont comparés à des modèles géophysiques pré-existants. Les modèles que j'obtiens apportent des informations fondamentales sur la structure du rift dans cette région.

Enfin, je termine ce rapport par une conclusion générale sur l'ensemble de ces résultats et les perspectives pour continuer ces développements dans le futur.

Chapitre I

Rappels théoriques

Chapitre 1

Rappels théoriques

1.1 Introduction

Le principe des méthodes électromagnétiques à basse fréquence repose sur l'étude de la variation des champs électromagnétiques induits dans le sous sol. En effet, des courants électriques induits circulent dans la terre. Les champs électromagnétiques associés sont enregistrés à la surface de la terre en prospection terrestre ou sur le fond marin en prospection marine. Un traitement adéquat sur les champs électriques et les champs magnétiques mesurés permet d'obtenir une donnée permettant de caractériser le sous sol par sa conductivité électrique. La gravimétrie, quant à elle, est une méthode de potentiel qui permet l'étude des variations du champ de pesanteur. Par un ensemble de méthodes d'analyse, elle fournit une image intégrée de la distribution de la densité du sous sol.

1.2 La magnétotellurique

La magnétotellurique (MT) est une méthode de prospection géophysique passive. Elle appartient aux méthodes électromagnétiques à basse fréquence. Son principe se base sur l'induction des ondes électromagnétiques dans le sous sol. L'acquisition de données MT nécessite l'enregistrement de deux champs électromagnétiques ; le champ électrique et le champ magnétique. Cet enregistrement se fait généralement dans le domaine temporel et en continu. L'enregistrement du champ électrique se fait à partir de quatre électrodes non polarisables dans deux directions perpendiculaires. L'enregistrement de l'induction magnétique se fait à l'aide de magnétomètres enregistrant deux ou trois composantes du champ magnétique. On peut subdiviser ces champs en deux catégories suivant leurs provenance ; des champs électromagnétiques primaires (ou de source) et des champs secondaires. Les champs primaires sont d'origine externe et les champs secondaires sont d'origine interne. Les champs électromagnétiques secondaires sont induits par les champs primaires en diffusant dans le sous sol conducteur. Les champs électromagnétiques primaires sont générés essentiellement par l'interaction du vent solaire avec l'environnement terrestre (figure 1.1) avec des fréquences inférieures à 1 Hz. Pour les fréquences supérieures (1-10 kHz), la source est constituée de décharges

électriques atmosphériques (Vozoff 1986).

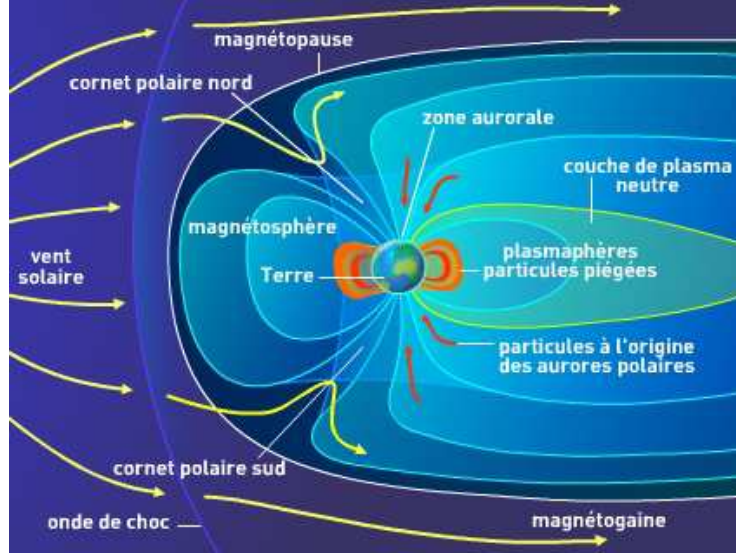


FIG. 1.1: Origine des champs électromagnétiques primaires, d'après so2media (2009)

1.2.1 Principe

Le phénomène de l'induction électromagnétique est décrit par les équations de Maxwell. Ces équations décrivent le champ électrique et le champ magnétique en fonction des paramètres du milieu. Les équations de Maxwell dans un milieu diélectrique sont les suivantes (Ward and Hohmann 1988) :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (1.1)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{q}{\varepsilon} \quad (1.2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (1.3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{j} \quad (1.4)$$

\vec{E} [V/m] est le champ électrique, \vec{H} [A/m] est le champ magnétique, \vec{B} [Tesla] est l'induction magnétique, \vec{j} [A/m²] est la densité de courant électrique, q est la densité de charge électrique [C], ε est la permittivité diélectrique [F/m] et \vec{D} est l'induction électrique [C/m²]. Ce dernier est appelé aussi vecteur du déplacement électrique. Il est généré lorsqu'un champ électrique lui y appliqué et que les charges positives et négatives ont tendance à s'écarter. A très basse fréquence, ce qui est le cas de la MT, les courants de conduction dominent les courants de déplacement. Quasiment toute l'énergie électromagnétique est transmise par diffusion ce qui nous permet de négliger

les courants de déplacement. C'est l'approximation des états quasi-stationnaires. Dans ce cas et en introduisant la loi d'Ohm ($\vec{j} = \sigma \vec{E}$), le champ magnétique dans l'équation (1.4) se réduit à

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma \vec{E} \quad (1.5)$$

En introduisant la relation reliant l'induction magnétique et le champ magnétique ($\vec{B} = \mu \vec{H}$), la relation (1.3) devient

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (1.6)$$

où μ [Henry/m] est la perméabilité magnétique du milieu. Cette quantité varie peu pour la plupart des matériaux géologiques sauf pour quelques minéraux particuliers comme la magnétite ou l'hématite. On la considérera alors égale à celle du vide, $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} H.m^{-1}$.

1.2.2 Équation de diffusion

A partir des équations de Maxwell (eq. 1.1-1.2 et 1.5-1.6), il est possible d'étudier l'influence du sol sur les champs électromagnétiques appliqués. En prenant la rotationnel des relations (1.5) et (1.6), nous obtenons pour un milieu homogène (Marquis 2004) :

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{H} = \sigma \vec{\nabla} \times \vec{E} \quad (1.7)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{E} = -\mu_0 \vec{\nabla} \times \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (1.8)$$

En se servant de l'identité vectorielle $\vec{\nabla} \times \vec{\nabla} \times \vec{A} = \vec{\nabla}(\vec{\nabla} \cdot \vec{A}) - \Delta \vec{A}$, nous obtenons l'équation de diffusion des champs électrique et magnétique

$$\Delta \vec{E} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \quad (1.9)$$

$$\Delta \vec{H} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = 0 \quad (1.10)$$

Dans le domaine fréquentiel et pour une variation sinusoïdale du champ électromagnétique du type $E = E_0 e^{i\omega t}$ de pulsation $\omega = 2\pi f$ où f est la fréquence, l'équation de diffusion s'écrit

$$\Delta \vec{E} + k^2 \vec{E} = 0 \quad (1.11)$$

$$\Delta \vec{H} + k^2 \vec{H} = 0 \quad (1.12)$$

où

$$k^2 = -i\omega\mu_0\sigma \quad (1.13)$$

est le carré du nombre d'onde qui caractérise les interactions entre les champs électromagnétiques et les propriétés du milieu (μ, σ) suivant la fréquence de diffusion ω .

1.2.3 La solution

Considérons une onde plane sinusoïdale diffusant dans un milieu homogène depuis la surface ($z = 0$) suivant la verticale des z positifs (figure 1.2). Dans ce cas, la solution de l'équation de diffusion (appelée aussi équation d'Helmholtz) dans le cas unidimensionnel (1-D) pour les champs électrique et magnétique est

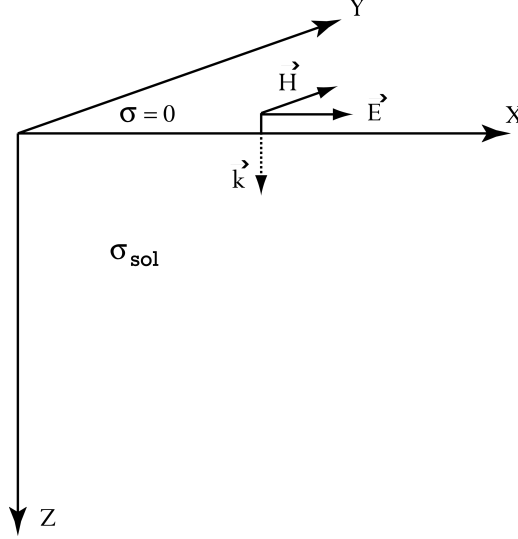


FIG. 1.2: Diffusion d'une onde plane sinusoïdale dans un milieu homogène. Elle est polarisée dans le plan horizontal (x,y) et progresse suivant la direction des profondeurs positives.

$$\vec{E}(z, t) = \vec{E}_0 e^{-i(kz - \omega t)} = \vec{E}_0 e^{i(\omega t - \frac{z}{\delta})} e^{-\frac{z}{\delta}} \quad (1.14)$$

$$\vec{H}(z, t) = \vec{H}_0 e^{-i(kz - \omega t)} = \vec{H}_0 e^{i(\omega t - \frac{z}{\delta})} e^{-\frac{z}{\delta}} \quad (1.15)$$

Où \vec{E}_0 et \vec{H}_0 sont les valeurs du champ électrique et magnétique à la surface. k est le nombre d'onde électromagnétique (eq. 1.13).

Le champ magnétique dans ce cas s'écrit

$$H_y = \frac{k}{\omega \mu_0} E_0 e^{-i(kz - \omega t)} \quad (1.16)$$

A partir de cette formule, on peut définir l'impédance magnétotellurique Z résultante du rapport entre le champ électrique et le champ magnétique à une fréquence donnée ω par

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \frac{\omega \mu_0}{k} \quad (1.17)$$

E et H étant déphasés, Z est donc un nombre complexe. Il possède une phase et un module. Dans un milieu homogène, la phase est de 45° (égale à l'argument de Z) et le module vaut

$$|Z|^2 = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{\omega \mu_0}{\sigma} \quad (1.18)$$

Le module de Z est relié directement à la résistivité apparente ρ_a , égale à la résistivité vraie mesurée en surface si le milieu est homogène, par

$$\rho_a = \frac{|Z|^2}{\omega \mu_0} \quad (1.19)$$

Par contre si le milieu est bidimensionnel (2-D) ou tridimensionnel (3-D), alors Z est un tenseur. Pour les composantes horizontales, il s'écrit

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1.20)$$

Pour la composante magnétique verticale, elle est reliée avec les composantes magnétiques horizontales par le vecteur d'induction T (appelé le tipper) (eq. 1.21)

$$H_z = \begin{pmatrix} T_x & T_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1.21)$$

Dans le cas d'un milieu 1D, les composantes Z_{xx} et Z_{yy} du tenseur magnétotellurique sont nulles et $Z_{xy} = -Z_{yx}$. Dans le cas bidimensionnel (2D) et si les axes choisis sur le terrain coïncident avec les directions des structures $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$. Dans le cas le plus général, un milieu tridimensionnel (3D), toutes les composantes de Z sont non nulles.

La première exponentielle dans les relations 1.14 et 1.15 représente une variation harmonique de l'onde en fonction du temps dont on remarque le changement de la phase pour chaque profondeur (z). La deuxième exponentielle représente l'atténuation de l'onde. Cela nous amène à définir la profondeur de pénétration en mètres (l'effet de peau)

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \sigma \mu_0}} \simeq 503 \sqrt{\frac{T}{\sigma}} \quad (1.22)$$

où T est la période en seconde. Cette profondeur est celle à laquelle l'amplitude de l'onde diminue d'une valeur de e par rapport à sa valeur en surface. La profondeur de pénétration diminue avec l'augmentation des fréquences et de la conductivité électrique (eq. 1.22).

1.2.4 Modélisation

1.2.4.1 Les conditions aux limites

Pour pouvoir appliquer les équations de Maxwell à un problème géophysique, il faut définir les conditions aux limites entre les différents interfaces des corps présents dans le milieu. Ces conditions aux limites sont

- la composante du champ électrique \vec{E} parallèle à l'interface est continue
- la composante du champ magnétique \vec{H} parallèle à l'interface est continue
- la composante normale à l'interface de l'induction magnétique, \vec{B} , est continue
- la composante normale à l'interface de la densité de courant, \vec{J} , est continue.

Une accumulation de charge libre à l'interface entre deux milieux est nécessaire pour maintenir la continuité de J perpendiculairement à celle-ci.

1.2.4.2 Milieu 1D

Considérons un milieu homogène constitué de N couches tabulaires de conductivité électrique σ_j et d'épaisseur h_j . Soit une onde électromagnétique plane incidente sur ce milieu se propageant suivant la verticale z avec une fréquence ω . Cette onde est polarisée dans le plan (x, y) et les composantes non nulles sont E_y et H_x (Fig. 1.3). Le champ électrique et le champ magnétique dans chaque couche sont solutions des

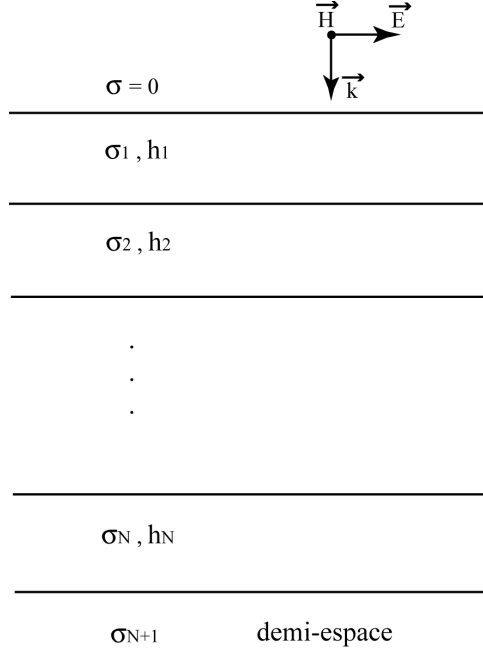


FIG. 1.3: Diffusion d'un champ électromagnétique dans un milieu tabulaire de N couches horizontales.

équations (eq. 1.1-1.2 et 1.5-1.6) :

$$E_{y,j} = E_j^+ e^{-ik_j(z-z_j)} + E_j^- e^{ik_j(z-z_j)} \quad (1.23)$$

$$H_{x,j} = H_j^+ e^{-ik_j(z-z_j)} + H_j^- e^{ik_j(z-z_j)} \quad (1.24)$$

où les indices '+' et '-' sont pour les champs d'ondes ascendants et descendants, respectivement. z_j est la profondeur de la couche j et k_j son nombre d'onde. Le champ magnétique H_x peut-être exprimé comme :

$$H_{x,j} = \frac{1}{Z_j} \left[E_j^- e^{ik_j(z-z_j)} + E_j^+ e^{-ik_j(z-z_j)} \right] \quad (1.25)$$

Les conditions aux limites imposent que les champs électromagnétiques E et H à l'interface entre la couche $j-1$ et j soient continues. En $z = z_{j-1}$, soit au toit de la couche j , la continuité des composantes tangentielles de E et H implique que $E_{y,j} = E_{y,j-1}$ et $H_{x,j} = H_{x,j-1}$. En remplaçant dans (1.23) et (1.25) et en substituant $z_j - z_{j-1}$ par l'épaisseur h_j , on trouve

$$E_{y,j-1} = E_j^+ e^{ik_j h_j} + E_j^- e^{-ik_j h_j} \quad (1.26)$$

$$H_{xj-1} = \frac{1}{Z_j} [E_j^+ e^{ik_j h_j} + E_j^- e^{-ik_j h_j}] \quad (1.27)$$

En se servant de ces formules on peut exprimer le champ électrique et le champ magnétique de la couche $j - 1$ en fonction de ceux de la couche j

$$E_{y(j-1)} = E_{yj} \cosh ik_j h_j - Z_j H_{xj} \sinh ik_j h_j \quad (1.28)$$

$$H_{x(j-1)} = H_{xj} \cosh ik_j h_j - \frac{1}{Z_j} E_{yj} \sinh ik_j h_j \quad (1.29)$$

Par suite, on peut alors calculer les champs E et H de la couche $j - 2$ en fonction de ceux de la couche $j - 1$. D'une manière récursive, on peut ainsi remonter à la surface $z = 0$. Cela nous permet donc de calculer dans chaque couche les champs E et H et d'obtenir une formule de récurrence :

$$\hat{Z}_{j-1} = Z_{j-1} \frac{\hat{Z}_j + Z_{j-1} \tanh(ik_{j-1} h_{j-1})}{Z_{j-1} + \hat{Z}_j \tanh(ik_{j-1} h_{j-1})} \quad (1.30)$$

Où \hat{Z} est l'impédance effective et Z l'impédance propre. Avec cette formule, on peut calculer l'impédance effective de N couches on connaissant seulement leurs épaisseurs et leurs conductivités électriques.

1.2.4.3 Milieu 2D

Une structure est dite bidimensionnelle (2-D) si l'une des dimensions horizontales est beaucoup plus grande que l'autre. De nombreuses structures géologiques peuvent être décrites par cette configuration. Le calcul de l'impédance magnétotellurique présentée dans la section précédente (cf. § 1.2.4.2) n'est plus valide. Il faut considérer la variation bidimensionnelle de la conductivité électrique, c'est à dire suivant la direction horizontale et verticale. Considérons donc une structure allongée dans la direction y . Sa conductivité électrique est $\sigma = \sigma(x, z)$. Les équations (eq. 1.1-1.2 et 1.5-1.6) pour ce milieu se découpent en deux modes : le mode transverse électrique (TE) et le mode transverse magnétique (TM). Dans le mode TE, appelé aussi polarisation électrique, le champ électrique horizontal est parallèle à la structure, donc ici à l'axe y , et les composantes du champs électromagnétiques sont E_y , H_x et H_z . Dans le deuxième mode, la polarisation magnétique, le champ magnétique horizontal est parallèle à la structure et les composantes du champ électromagnétique sont ici H_y , E_x et E_z (Ward and Hohmann 1988). A partir de (1.11), on peut écrire l'équation de diffusion de l'onde dans le cas de la polarisation en mode TE

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} - i\omega\mu_0\sigma E_y = 0 \quad (1.31)$$

le champ magnétique a deux composantes

$$H_x = \frac{1}{\omega\mu_0\sigma} \frac{\partial E_y}{\partial z} \quad H_z = \frac{1}{\omega\mu_0\sigma} \frac{\partial E_y}{\partial x} \quad (1.32)$$

Dans le mode TM , l'équation de diffusion s'exprime par

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_y}{\partial x} \right) - i\omega\mu_0 H_y = 0 \quad (1.33)$$

Le champ électrique a deux composantes

$$E_x = -\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_y}{\partial z} \quad E_z = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_y}{\partial x} \quad (1.34)$$

La réponse magnétotellurique pour un milieu 2D nécessite la résolution des équations de Maxwell dans les deux modes. La résolution de ces équations peut se faire par la méthode des éléments finis (Mitsuhata and Uchida 2004; Silvester and Haslam 2006; Wannamaker et al. 1987; Rodi 1976), par la méthode des intégrales (Hohmann 1983; Wannamaker 1991a) et par la méthode des différences finies (Tarits 1984, 1989; Mackie et al. 1993, 1994; Newman and Alumbaugh 2000; Pek and Verner 2007. Dans cette étude, le programme de modélisation utilisé est celui des différences finies (Tarits 1984, 1989).

1.2.4.4 Milieu 3D

Dans de tel milieu, la conductivité électrique varie suivant les trois directions x , y et z et $\sigma = \sigma(x, y, z)$. Pour pouvoir résoudre les problèmes géophysiques de nature complexe, il faut alors résoudre les équations de Maxwell en tenant compte de la variation tridimensionnelle de σ . Les méthodes utilisées pour résoudre les dérivées partielles des équations de Maxwell sont les méthodes des différences finies, des éléments finis ou méthode des intégrales (Reddy et al. 1977; Hohmann 1983; Wannamaker et al. 1984; San-Filipo and Hohmann 1985; Wannamaker 1991a,b; Mackie et al. 1993, 1994; Mogi 1996; Schnegg 1999; Zyserman and Santos 2000; Newman and Alumbaugh 2000; Mitsuhata and Uchida 2004; Avdeev 2005). Les structures 3D considérées sont généralement placées dans un milieu 1D où $\sigma = \sigma(z)$ ou dans un milieu 2D avec $\sigma = \sigma(x, z)$ ou $\sigma = \sigma(y, z)$. Cela permet d'utiliser les conditions aux limites utilisées dans le cas d'un milieu 1D ou d'un milieu 2D (Mackie et al. 1994).

1.2.4.5 La modélisation 2D utilisée

La modélisation utilisée consiste à considérer des modèles dont la conductivité électrique des structures varie suivant deux directions ; une direction horizontale, ici suivant l'axe x et l'autre direction est verticale (z). La direction restante, c'est à dire suivant y , est prolongée à l'infini. Il suffit alors de placer les sites MT le long d'un profil perpendiculaire à la direction de la structure puis choisir les périodes auxquelles les données seront calculées (ou modélisées). Ces périodes, ou fréquences, doivent correspondre à des profondeurs de pénétration couvrant totalement les profondeurs du modèle souhaitées, en tenant compte de l'effet de peau.

Le programme d'induction magnétotellurique 2D utilisé est celui développé par Tarits (1984, 1989) qui utilise les différences finies pour résoudre les équations de Maxwell (cf. §1.2.4.3). Le milieu 2D est subdivisé en plusieurs mailles de formes rectangulaires

dans le plan xz et infinies dans la direction y . Ces mailles peuvent être de dimension fixe ou variable et chacune possède une conductivité électrique fixe. La structure 2D est bordée de part et d'autre par deux structures 1D qui peuvent être différentes. L'ensemble surmonte un demi espace homogène à une seule conductivité électrique. Au dessus de cet ensemble (les structures 1 et 2D), on trouve une couche à conductivité nulle qui représente l'atmosphère limitée par une couche conductrice supérieure pour simuler l'ionosphère (figure 1.4). Les champs E_y et H_y correspondant aux modes TE

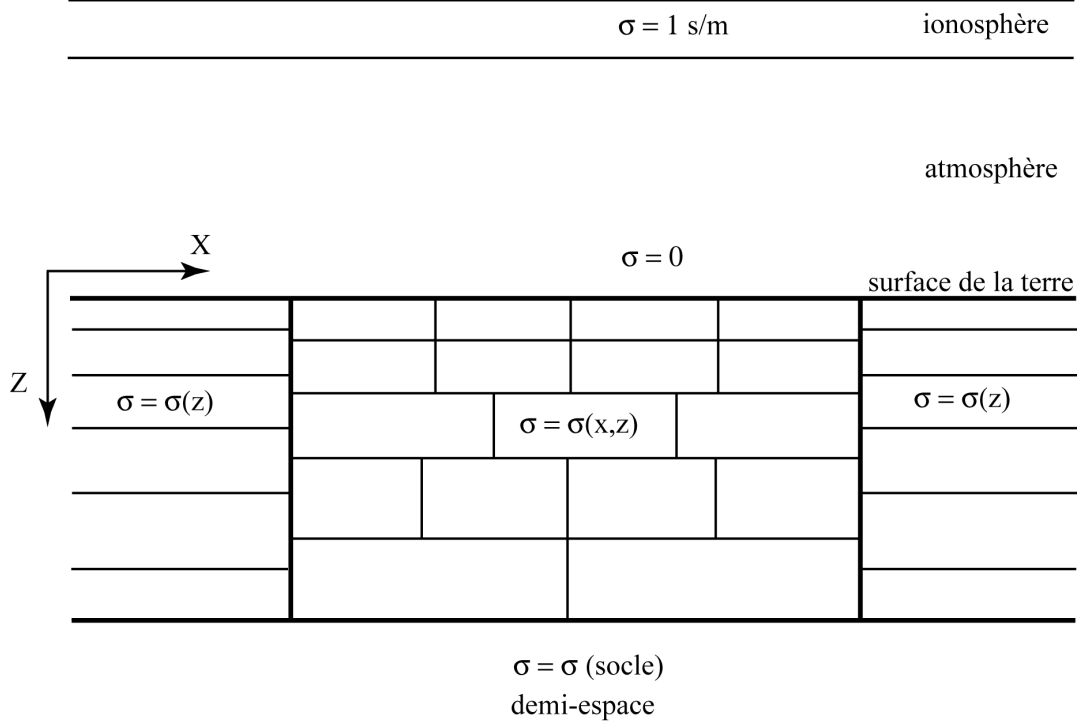


FIG. 1.4: Les différentes structures incluses par le code de modélisation 2D utilisé (Tarits 1984, 1989). La structure centrale (2D) est limitée latéralement par deux structures 1D. L'ionosphère n'est pas prise en compte dans le cas de la polarisation de la source en mode TM.

(E-polarisation) et TM (H-polarisation) sont calculés à chaque noeud de mailles. Les structures sont finement remaillées pour l'application des différences finies.

- Le calcul se fait séparément pour les modes TE et TM. Dans le mode TE, le schéma considéré est celui de la figure 1.4. En mode TM, le même modèle que la figure 1.4 est considéré mais sans l'ionosphère ni l'atmosphère. Dès l'instant où la conductivité de l'atmosphère est nulle, la densité de courant J par conséquent est nulle et le champ magnétique tangentiel à la surface est constant. Une valeur arbitraire de 1 est affectée au champ magnétique à la surface de la terre en $z = 0$.
- Sur les parties latérales, on s'assure que les champs électromagnétiques dépendent uniquement des structures 1D et ne sont pas affectés par les structures 2D. Pour cela, il suffit d'élargir ces structures suffisamment, c'est à dire de deux à trois fois la profondeur d'investigation calculée à base de la conductivité électrique la plus faible.

- Il faut s’assurer aussi que les champs électromagnétiques tendent vers 0 à une profondeur infinie. Pour cela, il faut augmenter l’épaisseur de la base (le socle) d’au moins trois à quatre fois la profondeur d’investigation des ondes électromagnétiques (e.g. Doucet and Pham 1984).

1.3 La gravimétrie

La gravimétrie est une méthode géophysique qui permet de faire une reconnaissance des structures du sous-sol en caractérisant d’éventuelles hétérogénéités de masse. Elle appartient aux méthodes potentielles. Son principe est basé sur la mesure de la valeur du champ de pesanteur. Ce champ traduit une superposition de quatre champs : Le champ Newtonien, la force centrifuge, le champ dû à l’attraction Lune-Soleil et les forces de cohésion. Ces dernières forces équilibrent les trois premières forces en évitant que les particules se trouvant en surface ou même à l’intérieur de la Terre de se précipiter vers son centre. La force centrifuge résulte de la rotation de la Terre. Elle est nulle aux pôles et elle est maximale à l’équateur avec près de 5% de contribution au champ de pesanteur. L’attraction entre la Lune et le Soleil n’intervient à la valeur totale de la pesanteur qu’avec une fraction égale à 3.10^{-8} au maximum. La plus grande force qui contribue au champ de pesanteur total avec plus de 95% à l’équateur et de 100% aux pôles est la force Newtonienne (Dubois 1997).

1.3.1 Principe de la pesanteur

La force Newtonienne est une force d’attraction qui s’exerce entre deux particules. Si on considère 2 points matériels A et B de masse m_A et m_B respectivement, alors la force Newtonienne F , inversement proportionnelle au carré de la distance, dirigée suivant la droite AB (figure 1.5) au point B est estimée par le relation suivante

$$\vec{F} = G \left(\frac{m_A m_B}{r^2} \right) \vec{u} \quad (1.35)$$

avec $r = |AB|$ et G la constante de gravitation universelle ($G = 6.673 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$). \vec{u} est un vecteur unitaire. Si on suppose maintenant que le point A est la Terre de

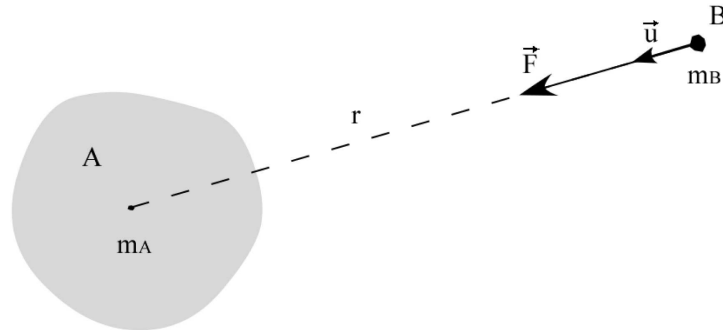


FIG. 1.5: Principe de la force Newtonien

masse M , alors cette dernière exerce sur B un champ d'attraction newtonien traduit par la force $F = G \frac{Mm_B}{R^2}$ où R représente la distance entre le noyau de la Terre et le point B qui est supposé égale au rayon de la Terre. En appliquant le principe fondamental de la dynamique ($F = mg$) sur ce système et en négligeant la force centrifuge, on retrouve la formule de l'accélération de la pesanteur

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (1.36)$$

Son unité s'exprime en $m.s^{-2}$ et dans la pratique en Gal avec $1 gal = 10^3 mGal = 10^{-2} m.s^{-2}$.

La quantité g est un champ conservatif et peut-être déduit du gradient du potentiel gravitationnel U (Blakely 1995)

$$g(B) = \nabla U(B) \quad (1.37)$$

Où

$$U(B) = G \frac{m_B}{r} \quad (1.38)$$

est le potentiel gravitationnel au point B (appelé aussi le potentiel Newtonien) dont dérive le champ accélération g . La relation (1.37) implique que le potentiel gravitationnel est le travail exercé par le champ sur la particule. Pour rester en équilibre, il représente donc une valeur opposée (négative) à l'énergie potentielle de la particule (Blakely 1995). Si par contre on suppose que le potentiel gravitationnel est le travail fait par la particule, alors l'équation (1.37) devient $g(B) = -\nabla U(B)$ (Dubois 1997). Les composantes de g suivant x , y et z obtenues au point B sont calculées par

$$g_x = \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial x}, \quad g_y = \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial y}, \quad g_z = \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} \quad (1.39)$$

La surface moyenne des océans correspond à une équipotentielle $U = \text{constante}$ et est appelée géoïde.

1.3.2 L'attraction gravitationnelle et la densité

Le potentiel gravitationnel obéit au principe de la superposition. Par conséquent, le potentiel gravitationnel de plusieurs masses est la somme des potentiels gravitationnels individuels de chacune d'elles. Ce principe de superposition peut-être appliqué pour calculer l'attraction gravitationnelle en un point de mesure.

Considérant la masse M de volume V représentée sur la figure (1.6). La continuité de la masse M est assurée par l'ensemble des masses élémentaires dm de volume dv où $dm = \delta(x, y, z)dv$. $\delta(x, y, z)$ étant la distribution de la densité dépendant des trois directions x , y et z . Le potentiel gravitationnel dû à une seule masse élémentaire dm est obtenu par

$$dU(x, y, z) = G \frac{dm(x, y, z)}{r} = G \frac{\delta(x, y, z)}{r} dx dy dz \quad (1.40)$$

Par conséquent, le potentiel gravitationnel total de toute la masse M est obtenu en faisant la sommation de l'effet de chaque masse élémentaire dm , alors

$$U(P) = \int_V dU(x, y, z)dv = G \int_x \int_y \int_z \frac{\delta(x, y, z)}{r} dx dy dz \quad (1.41)$$

où P est le point de mesure dépendant de x , y et z et r étant la distance entre P et M .

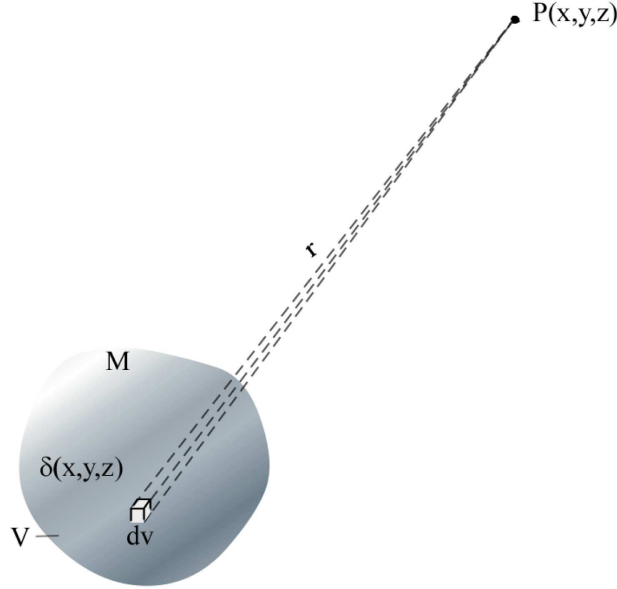


FIG. 1.6: L'attraction gravitationnelle calculée au point P due à la distribution de la densité dans la masse M .

Étant donné que g est l'accélération gravitationnelle suivant la verticale z (z croît avec la profondeur), alors en se servant de la relation (1.37), en calculant et en sommant les différentielles de la relation (1.41), on obtient la relation de l'attraction gravitationnelle

$$g(P) = \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial z} = -G \int_x \int_y \int_z \delta(x, y, z) \frac{z}{r^3} dx dy dz \quad (1.42)$$

due à la masse M mesurée au point $P(x, y, z)$. Cette relation permet de calculer l'attraction gravitationnelle d'une structure quelconque. Cependant, il faut connaître son étendue dans l'espace, son éloignement par rapport au point de mesure ainsi que son contraste de densité par rapport au milieu encaissant. Par conséquent, la connaissance de la distribution de la densité ainsi que ces dimensions exactes suivant les trois directions sont indispensables.

La valeur de g est mesurée par deux méthodes : une méthode donne une valeur absolue de g et l'autre donne une valeur relative. La première mesure donne accès direct à la valeur de g par l'étude d'un pendule en mouvement ou par chute libre d'objet (Dubois 1997). Ce type de mesure est possible parce qu'il peut être relié à des

constantes absolues comme par exemple le temps atomique ou la longueur d'onde de la lumière. L'autre famille de mesures se fait à l'aide d'un gravimètre relatif, c'est la technique la plus utilisée dans le domaine de la prospection gravimétrique. Le principe de cette technique est le suivant : connaissant la valeur de la pesanteur g_O en un point donné O , en mesurant l'écart de la pesanteur entre le point O et le point désiré P , soit Δg , alors on peut en déduire g_P la valeur de la pesanteur au point P par $g_P = g_O + \Delta g$. Les gravimètres relatifs fonctionnent majoritairement sur le principe du ressort en équilibre. Ce ressort est affecté par plusieurs facteurs (forces) qui vont provoquer son allongement. La force majeure qui affecte le ressort est la pesanteur g du fait de son attraction verticale. D'autres facteurs peuvent affecter la rigidité du ressort comme la température et les chocs du gravimètre en mouvement par exemple. A la fin et pour interpréter les données, il est indispensable de prendre en considération l'effet de toute les masses et d'enlever les effets non souhaités par des corrections spécifiques.

1.3.3 Corrections et anomalies

Étant donnée que la valeur de g mesurée sur le terrain est une superposition de plusieurs effets, il est nécessaire d'enlever les effets non souhaités qui sont considérés comme du bruit. D'autre part, comme la valeur de g est fortement affectée par l'altitude (e.g. relation 1.42), il faut ramener les valeurs mesurées sur un même plan référentiel afin de pouvoir les comparer. De plus, il faut aussi enlever l'effet des structures connues comme la topographie et les dérives instrumentales (Cf. annexe 1.5.1). Une autre correction qui doit se faire aussi est la correction des marées terrestres. Elle revient à enlever l'effet de l'attraction de la lune et du soleil sur les masses terrestres. Son effet reste très faible, de l'ordre de quelques dixième de $mGal$.

1.3.3.1 Anomalie à l'air libre

On suppose que chaque mesure faite à une altitude h peut être ramenée au niveau du géoïde ($Z = 0$) ou à n'importe quel niveau référentiel parallèle au géoïde et dont l'altitude est $Z = H$. Cette étape est appelée la correction d'altitude ou la réduction à l'air libre.

Si g est la valeur lue à une station et h son élévation par rapport à un plan référentiel donnée (géoïde ou une surface parallèle au géoïde), alors la valeur g_0 à cette surface équipotentielle est donnée par

$$g_0 = g + 0.3086 h \tag{1.43}$$

où h , en mètre, est positif vers le haut et g en $mGal$. Cette correction ramène la valeur mesurée de la pesanteur au géoïde de $0.3086 mGal/m$. La correction d'air libre ne tient pas compte de la masse qui peut exister entre la station de mesure et le géoïde (ou le référentiel).

Pour le calcul de l'anomalie et étant donné que par définition une anomalie est l'écart entre une valeur mesurée et une valeur théorique faite au même point de mesure et pour le même paramètre géophysique, ici la densité, il est nécessaire alors de calculer

la valeur théorique de g . Cette valeur théorique est donnée par la formule gravimétrique internationale de l'Association Internationale de Géodésie pour un modèle d'ellipsoïde homogène dont les paramètres sont fixés à : le premier demi axe ellipsoïde : $a = 6378160 \text{ m}$, le deuxième axe ellipsoïde : $b = 6356774.5 \text{ m}$, l'ellipticité : $e = (a - b)/a = 1/298.247$, le produit $GM = 398603 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{s}^2$ (e.g. Dubois 1997). Pour ce modèle, la valeur gravimétrique théorique g_T va dépendre uniquement de la latitude φ et elle est calculée par :

$$g_T = 978.031850(1 + 0.005278895 \sin^2 \varphi + 0.000023462 \sin^4 \varphi) \quad (1.44)$$

Par conséquent, l'anomalie d'air libre Δg_L se calcule en faisant soustraire la valeur de g_T à la relation (1.43), elle est

$$\Delta g_L = g + 0.3086 h - g_T \quad (1.45)$$

Toutefois, d'autres corrections peuvent s'avérer nécessaires suivant le type de donnée qu'on traite et suivant la région d'étude. Si la région d'étude est proche de l'océan, on rajoute la correction de la surcharge océanique, qui prend en compte l'effet de la variation de la masse océanique sur les points de mesures. Une autre correction est nécessaire en gravimétrie marine ou aéroportée, c'est la correction d'Eötvös. Elle prend en compte les accélérations ajoutées dues au mouvement de la plateforme (du bateau et de l'avion) (Dubois 1997; Telford et al. 1990).

1.3.3.2 Anomalie de Bouguer

La correction de Bouguer tient compte de la masse qui existe entre la station de mesure à l'altitude h et le référentiel choisi. Elle revient à prendre en considération l'effet attractif de la matière ignorée dans la réduction à l'air libre (section § 1.3.3.1). Dans une première approche, on peut considérer que cette masse se présente comme un plateau d'épaisseur h . Cette correction doit se faire avec prudence car une densité moyenne est affectée au plateau. La correction g_s ($mGal$) calculée par

$$g_s = 2\pi G \delta h = 0.04192 \delta h \quad (1.46)$$

est apportée à la valeur de g_0 calculée précédemment pour la réduire à l'anomalie de Bouguer. Avec h (m) l'élévation de la station de mesure et δ (kg/m^3) sa densité moyenne. G est la constante de la gravitation universelle. Dans ce cas, le plateau est considéré comme une calotte cylindrique d'épaisseur h , homogène et infinie. Elle ne tient pas compte de la forme de la surface. De ce fait, la correction appliquée est dite correction de Bouguer simple. L'anomalie de Bouguer simple par conséquent se calcule par

$$\Delta g_{BS} = g + 0.3086 h - 0.04192 \delta h - g_T \quad (1.47)$$

Pour calculer la correction de Bouguer complète, il faut rajouter la correction de relief. Cette correction permet de prendre en compte la topographie du terrain autour du point de mesure. Les reliefs sont pris en 3D et leur effet est pris en compte environ 20

km autour du point de mesure dans les régions stables. Cette distance peut être plus grande dans les zones accidentées. Si on note la correction de relief C_R , alors l'anomalie de Bouguer complète Δg_B s'écrit

$$\Delta g_B = g + 0.3086 h - 0.04192 \delta h + C_R - g_T \quad (1.48)$$

Autrefois, la correction de relief se fait à l'aide des abaques concentriques superposées sur la carte topographique de la région. Ensuite, l'effet gravimétrique de celle-ci est calculée par une formule suivant l'emplacement du point de mesure dans l'abaque (Telford et al. 1990; Turcotte and Schubert 2002). Cependant et avec l'émergence d'autres techniques, notamment les modèles numériques de terrain (MNT), cette correction est devenue plus facile à réaliser et surtout plus précise. Le principe est de construire des prismes bien définis approchant au maximum la topographie réelle à partir du MNT de la région d'étude. Une densité est affectée dans chacune d'entre eux, puis l'effet gravimétrique de chaque prisme est calculé. A la fin, il suffit de sommer l'effet de tous les prismes pour avoir l'effet gravimétrique global de la topographie de la région sur le point de mesure. Néanmoins, cette technique reste aussi délicate à appliquer car on affecte une densité à chaque prisme, généralement une densité moyenne, ce qui suppose que la densité de la topographie soit homogène. C'est correct dans les régions à faibles contrastes latéraux de densité et les régions homogènes. Par contre, si la topographie présente des fortes contrastes latéraux de densité et une forte topographie il faut évaluer une densité moyenne qui prendra en compte tous ces paramètres. On peut aussi affecter une densité pour différentes sous-régions. Pour mes données, j'ai utilisé la technique d'analyse des modèles numériques de terrain. J'ai affecté une densité moyenne aux prismes pour calculer l'effet de toute la topographie régionale. Cette densité est estimée par la méthode de Nettleton (e.g. Telford et al. 1990).

Il existe plusieurs techniques pour déterminer et évaluer la densité moyenne de la topographie qui affecte le plus les mesures gravimétriques dans une région. On trouve notamment deux méthodes analytiques et deux autres graphiques. Les méthodes analytiques sont des méthodes dont la densité est obtenue par des mesures in-situ (Cf. annexe 1.5.2). Les méthodes graphiques sont des méthodes pour lesquelles la densité est évaluée graphiquement (Cf. annexe 1.5.3).

La méthode de Nettleton est la plus utilisée des méthodes graphiques pour la détermination de la densité moyenne dans la proche surface en utilisant des profils gravimétriques. Elle fournit une bonne estimation de celle-ci. Le principe est de calculer l'anomalie de Bouguer complète à partir des données acquises sur le terrain. Cette anomalie est calculée pour différentes valeurs de densité. Ensuite, on trace toutes les anomalies de Bouguer calculées avec les valeurs mesurées sur le terrain. L'anomalie qui reflète le moins les traits de la topographie est celle qui estime au mieux la densité moyenne (Telford et al. 1990).

1.3.4 Modélisation

Comme discuté dans la section précédente (cf. § 1.3.2), il est possible de calculer l'effet gravimétrique d'un modèle dont les paramètres sont connus. Ces derniers sont les

dimensions (l'extension et l'épaisseur) ainsi que la densité (ou le contraste de densité). Je vais développer ici uniquement la modélisation 3-D d'un prisme rectangulaire. Son utilisation reste, bien entendu, possible pour des cas bidimensionnels. Il suffit alors de considérer une direction horizontale infinie. Par la relation (1.42), on peut calculer l'attraction gravimétrique d'un corps perturbateur (anomalie) de coordonnées x' , y' et z' distant de point de mesure $P(x, y, z)$ de r par

$$g(x, y, z) = -G \int_{z'} \int_{y'} \int_{x'} \delta(x', y', z') \frac{z - z'}{r^3} dx' dy' dz' \quad (1.49)$$

où

$$r = \left((x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2 \right)^{1/2} \quad (1.50)$$

est la distance entre le point de mesure et le corps. La relation (1.49) peut s'écrire

$$g(x, y, z) = \int_{z'} \int_{y'} \int_{x'} \delta(x', y', z') \psi(x - x', y - y', z - z') dx' dy' dz' \quad (1.51)$$

avec ψ est la fonction de Green et elle est calculée par

$$\psi(x, y, z) = -G \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (1.52)$$

Elle traduit l'attraction gravimétrique au point P dû au corps perturbateur. Par le principe de superposition, l'effet gravifique global sera la somme de tous les effets de chaque corps géométrique. L'attraction gravimétrique totale au point de mesure m est donnée par

$$g_m = \sum_{n=1}^N \delta_n \psi_{mn} \quad (1.53)$$

où δ_n est la densité de la n ème géométrie et ψ_{mn} est l'attraction gravimétrique de la n ème géométrie au m ème point de mesure. Pour modéliser une structure complexe, il faut donc la découper en prismes simples.

Considérant un prisme rectangulaire montré sur la figure 1.7. L'attraction gravimétrique mesurée au point P ramené à l'origine est donnée par (Blakely 1995)

$$g = G\delta \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[z_k \arctan \frac{x_i y_j}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_j) - y_j \log(R_{ijk} + x_i) \right] \quad (1.54)$$

où

$$R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2} \quad \text{et} \quad \mu_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k$$

La relation (1.54), permet donc de calculer l'attraction gravimétrique d'un modèle complexe. Pour éviter les effets du bords, il est possible de rajouter un milieu 1-D aux bords du modèle principal. En pratique, le milieu 1-D est allongé jusqu'à ce qu'il n'y est plus d'effet sur les points de mesures. Dans la direction verticale le milieu 1D n'est pas nécessaire, il rajoute uniquement une constante. La modélisation gravimétrique que j'ai utilisé pendant ma thèse est calculée par la relation (1.54). Elle est extraite des travaux de Blakely (1995).

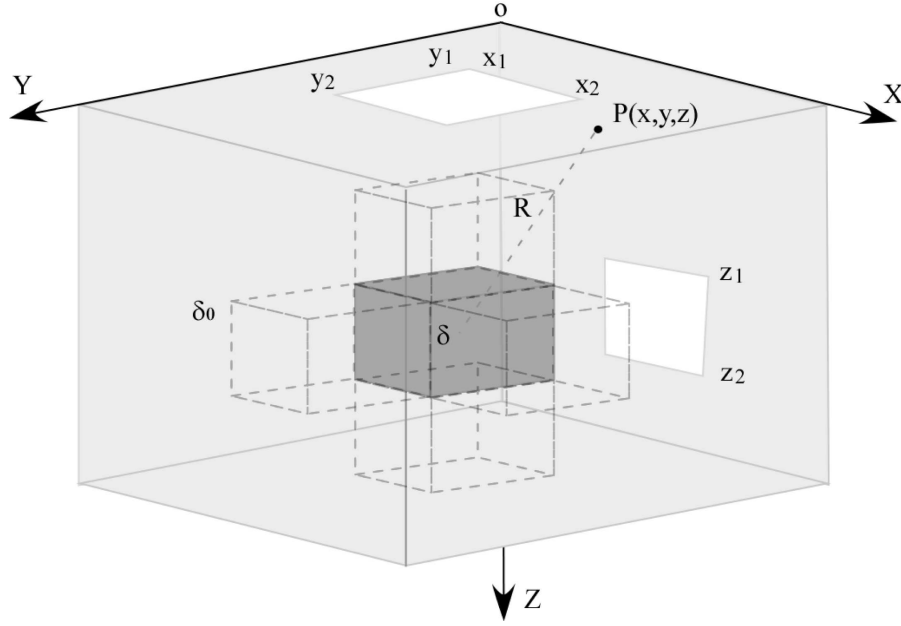


FIG. 1.7: Présentation d'un prisme élémentaire pour le calcul de l'attraction gravifique d'un corps de dimension $x_1 \leq x \leq x_2$, $y_1 \leq y \leq y_2$ et $z_1 \leq z \leq z_2$ et de densité δ éloigné du point de mesure de R .

1.4 L'inversion

D'après ce qu'on a vu dans la section modélisation, il est possible de calculer la réponse géophysique d'un modèle (cf § 1.2.4 et cf § 1.3.4). L'inversion des données magnétotelluriques et gravimétriques revient à rechercher la distribution de la conductivité électrique et de la densité du sous sol. Plusieurs techniques d'inversion existent dans le domaine de la MT (Degroot-Hedlin 1990; Oldenburg 1990; Smith and Booker 1991; Tarits et al. 1994; Newman and Alumbaugh 2000; Rodi and Mackie 2001; Siripunvaraporn et al. 2005; Hautot et al. 2006, 2007) et dans le domaine de la gravimétrie (Li and Oldenburg 1998; Camacho et al. 2000; Moraes-Roberto and Hansen 2001; Boulanger and Chouteau 2001). L'inversion des données magnétotelluriques est un problème non linéaire. La solution sera donnée par des approches qui permettent l'approximation de la solution finale. L'inversion des données gravimétriques peut-être considérée à la fois linéaire et non linéaire. Dans le premier cas, il s'agit de chercher uniquement les densités des blocs car les géométries sont fixes. Pour le deuxième cas, il s'agit de rechercher les géométries (Camacho et al. 2000; Montesinos et al. 2003). L'autre difficulté rencontrée dans l'inversion de données est la non unicité de la solution du fait du nombre de données beaucoup plus faible que le nombre de paramètres à définir. Ceci est un problème inhérent à toute les inversions.

L'algorithme de minimisation utilisé dans cette thèse est issu de l'algorithme développé par Beiner (1970). Le principe est de construire une fonction erreur, notée χ^2 . A chaque itération, la réponse du modèle est calculée. La fonction erreur évalue

l'écart entre les données réelles et la réponse du modèle. Tant que cet écart reste important, les paramètres du modèle seront variés l'un après l'autre jusqu'à ce que un paramètre satisfaisant les données soit trouvé. De cette façon, cette approche est répétée pendant un certain nombre d'itérations jusqu'à ce qu'on obtienne le modèle dont la réponse satisfait au mieux les données. Ce principe peut-être assimilé à une surface topographique (Fischer and Quang 1981) dont on cherche le point le plus bas. Chaque paramètre retrouvé nous aide alors à descendre de cette topographie et à converger vers l'objectif qui représente le modèle final. La fonction erreur se construit de la même manière tant pour les données magnétotelluriques que pour les données gravimétriques. Elle est définie par

$$\chi^2(m) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{cal}(m)}{\xi_i} \right)^2 \quad (1.55)$$

où d^{obs} sont les données observées, $d_i^{cal}(m)$ est la réponse du modèle obtenue par la modélisation, ξ est l'incertitude sur les données observées et N est le nombre de données. Dans le cas de la MT, les paramètres du vecteur m sont généralement des logarithmes de la résistivité. Les composantes de $d(m)$ représentent les impédances magnétotelluriques du modèle m . La somme dans la relation (1.55) est calculée pour N nombre de données pour chaque site. Cette somme porte sur le nombre de périodes (ou fréquences) et sur le nombre de sites. Dans le cas de la gravimétrie, les composantes du modèle m sont des contrastes de densité. Les composantes de $d(m)$ sont les anomalies gravimétriques.

Un terme de lissage est ajouté à la relation (1.55) pour empêcher le modèle d'avoir des contrastes irréalistes. Le terme de lissage $S(m)$ se calcule par

$$S(m_{r/d}) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=i+1}^M \left[m_{r/d}(i) - m_{r/d}(j) \right]^2 \quad (1.56)$$

où m_r est le modèle de résistivité, m_d est le modèle de densité et M est le nombre de paramètres. C'est une contrainte de plus à rajouter à l'inversion.

1.5 Annexes

1.5.1 La dérive instrumentale

La dérive instrumentale est un effet qui s'ajoute à l'allongement du ressort du gravimètre dû à g . En effet, et à cause des propriétés intrinsèques du matériau du ressort, ce dernier se déforme par relaxation. Cette déformation est plus importante si le matériau du ressort est jeune et elle diminue avec son vieillissement. D'autre part, le ressort est aussi affecté par les variations de la température ainsi que par les mouvements. Par conséquent, les valeurs de g mesurées dans ces conditions sont directement affectées. En outre, il est très difficile de prédire la dérive instrumentale. Il faut la mesurer. Pour cela, on fait une mesure dans un point de référence (base). On revient à ce dernier régulièrement (temps choisi par l'opérateur suivant les conditions du terrain) pour refaire une mesure. Ainsi et dans une même journée, on enregistre la variation de la dérive instrumentale en fonction du temps. Ensuite, il faut calculer la dérive instrumentale en calculant le gradient sur les points de repère. Si on note Δg la variation liée à la dérive instrumentale, alors la dérive peut-être calculée par

$$\Delta g = \frac{\Delta g_i}{\Delta t_i} = \frac{g_{i+1} - g_i}{t_{i+1} - t_i} \quad i = 1, 2, \dots, Np \quad (1.57)$$

où g_i sont les valeurs de g mesurées sur les points de bases correspondant aux temps t_i . Np représente le nombre de points de base. Finalement, la valeur de g en un point sera corrigée de la dérive instrumentale en calculant la correction nécessaire en fonction du temps.

1.5.2 Méthodes analytiques de détermination de la densité

Dans les méthodes analytiques, on trouve

- La méthode dont la densité est obtenue par des mesures sous-terraines ou dans des trous ouverts. Parfois, il est possible de réaliser deux mesures rapprochées, l'une en surface à la cote z et l'autre au dessous à la cote $z' < z$. Dans ce cas, si la différence entre ces deux lectures est notée par Δg , leurs différence d'altitude par $\Delta z = |z - z'|$ et la différence entre leurs corrections de relief par Δg_R , alors la densité moyenne peut-être évaluée par

$$\delta = 3.68 - \frac{11.93}{\Delta z} (\Delta g - \Delta g_R) \quad (1.58)$$

où Δg et Δg_R sont exprimés en $mGal$, δ en g/cm^3 et Δz en m . Cependant et du fait que Δg_R est fonction de δ , cette relation est souvent résolue par approximation successive (Telford et al. 1990).

- La méthode dont la densité est calculée par la gravimétrie de puits. Dans cette approche, le même principe que la méthode ci-dessus est utilisée. Deux mesures sont réalisées dans le puits espacées de Δz . En faisant une différentielle de la relation 1.58, on peut calculer la différence de densité estimée par les deux mesures par

$$\Delta \delta = 0.0119 \Delta \left(\frac{\Delta g}{\delta z} \right) \quad (1.59)$$

où Δg est en μGal et δ en g/cm^3 . L'avantage de cette technique est qu'il n'est pas nécessaire de faire la correction de relief. Ce type de mesure permet de calculer l'attraction gravimétrique avec une incertitude de $\pm 5 \mu Gal$. L'erreur sur $\Delta(\Delta g)$ est de $\pm 10 \mu Gal$. Pour avoir une incertitude de $0.01 g/cm^3$ pour la densité, il faut que les deux mesures prises dans le puits soient espacées d'au moins 12 m (Telford et al. 1990).

1.5.3 Méthode de Parasnis

La méthode de Parasnis est une méthode analytique et graphique à la fois (Parasnis 1986). Le principe est de réarranger la formule de l'anomalie de Bouguer complète (relation 1.48) et de l'écrire de la manière suivante

$$(g - g_T + 0.3086 h) - g_B = \left(0.0419 h - \frac{C_R}{\delta}\right) \delta \quad (1.60)$$

Pour déterminer la densité totale, l'anomalie de Bouguer est considérée comme une erreur aléatoire à moyenne nulle. Ensuite, il suffit de tracer le terme de gauche entre parenthèse de la relation (1.60) en fonction du terme de droite dans un même graphe. Une droite est tracée par une régression linéaire. La pente du meilleur ajustement passant par l'origine sera la valeur de la densité moyenne.

Chapitre II

État de l'art

Chapitre 2

Etat de l’art des méthodes conjointes

2.1 Introduction

L’inversion des données consiste, à l’aide d’algorithmes mathématiques, à chercher le modèle le plus probable qui a généré ces données. Ces modèles caractérisent une distribution d’un paramètre physique unique du sous-sol. L’inversion des données gravimétriques par exemple, fournit une image intégrée du sous sol caractérisé par la distribution de la densité du milieu. La magnétotellurique de son côté, fournit une image de la variation de la résistivité électrique du sous sol. Ces images peuvent être exploitées directement pour l’interprétation géologique de la région si elles ont une résolution suffisante. Cependant, il n’est pas possible d’obtenir de bonnes images pour être directement exploitées car elles présentent des ambiguïtés dans l’interprétation notamment parce qu’il n’y a pas de solution unique au problème de l’inversion. Une approche possible consiste à faire une inversion séquentielle (Nielsen and Jacobsen 2000; Favetto et al. 2007; Nielsen et al. 2000). Le principe est d’utiliser le résultat d’une inversion d’une méthode et de le considérer comme un modèle initial pour réaliser l’inversion par la seconde méthode. Dans ce type d’inversion, les données des deux méthodes ne sont pas inversées simultanément et il n’y a pas donc de l’interaction entre les différents paramètres. Or l’analyse simultanée de multiple observations sur un système physique, en l’occurrence le sous sol, devrait nous conduire à une meilleure interprétation que celle faite par une analyse séparée de chaque méthode individuellement. Ce type d’approche est connue sous le nom de méthode conjointe ou multi – paramètres (e.g. Vozoff and Jupp 1975; Raiche et al. 1985; Lines et al. 1988; Sasaki 1989; Gallardo et al. 2005). L’objectif est d’utiliser les avantages de chaque méthode afin notamment de diminuer l’ambiguïté rencontrée avec une seule méthode (e.g. Monteiro et al. 2007), de diminuer le niveau de bruit et de réduire le nombre de modèles acceptables (e.g. Gallardo and Meju 2003, 2004; Moorkamp et al. 2007). Les méthodes conjointes peuvent être aussi utilisées pour étudier les milieux anisotropes (e.g. Jupp and Vozoff 1977).

On peut subdiviser les inversions conjointes (IC) en deux grandes familles : les inversions conjointes pour un même paramètre physique et les inversions conjointes pour

différents paramètres physiques. Ainsi, l'inversion des données magnétotelluriques et des données du sondage électrique DC appartient à la première famille. Par contre l'inversion de données sismiques et magnétotelluriques appartient à la deuxième famille. On peut subdiviser aussi la deuxième famille en deux sous - ensembles : les inversions conjointes pour lesquelles les paramètres sont liés par une ou plusieurs relations physiques (comme par exemple les vitesses sismiques et les densités) et les inversions conjointes dont les paramètres sont généralement considérés indépendants (comme par exemple les résistivités électriques et les densités).

2.2 Les IC pour un même paramètre physique

Les inversions conjointes (IC) pour un même paramètre physique ont été utilisées notamment pour les méthodes électromagnétiques. Ces méthodes sont gouvernées par la distribution de la résistivité électrique dans le milieu. Plusieurs travaux ont été réalisés dans ce contexte (e.g. Oldenburg 1978; Raiche et al. 1985; Gomez-Trevino and Edwards 1983; Monteiro et al. 1997; Haber and Oldenburg 1997; Harinarayana 1999). L'idée est de combiner les méthodes électromagnétiques (EM) à courant continu (DC) et les méthodes à courant alternatif (AC) pour enlever quelques cas d'ambiguïté rencontrée dans le cas de couche mince conductrice (e.g. Raiche et al. 1985; Vozoff and Jupp 1975; Gomez-Trevino and Edwards 1983). Les méthodes DC (exemple Schlumberger, dipole - dipole, ... etc) sont sensibles aux structures conductrices et résistantes au même degré mais quand ces structures deviennent minces, la réponse dépend du produit de la conductivité électrique et l'épaisseur pour les structures conductrices et du produit de la résistivité et l'épaisseur pour les couches résistantes. D'autre part, les méthodes DC ont une faible résolution dans le cas de milieux avec des propriétés très contrastées ou des milieux complexes (e.g. Vozoff and Jupp 1975). Par contre, les méthodes EM sont très sensibles aux couches conductrices mais peu sensibles aux couches résistantes (e.g. Raiche et al. 1985; Matias et al. 2003). A partir de là, on voit que ces deux méthodes sont complémentaires pour la détection de couches minces conductrices ou résistantes. D'autres approches utilisent deux paramètres différents pour un seul type de données. C'est le cas par exemple de la sismique pour laquelle il est utilisé différentes ondes sismiques pour une même inversion (comme les ondes de volume, les ondes de surface, etc) (Dal-Moro and Pipan 2007; Luo et al. 2007).

La résolution des équations de Maxwell qui fournissent le champ électromagnétique est un problème non linéaire de la forme (e.g. Meju 1996)

$$d = f(m) + e \quad (2.1)$$

où d est le vecteur des données mesurées, $f(m)$ est la réponse théorique du modèle contenant les paramètres m et e est le vecteur de bruit s'ajoutant aux données mesurées. La solution est obtenue d'une manière itérative. A chaque itération le modèle est perturbé jusqu'à obtenir le modèle qui satisfait au mieux les données mesurées. Il est nécessaire de construire une fonction qui permet de contrôler le processus pendant l'inversion. Sasaki (1989) a utilisé la méthode des moindres carrés à contrainte lisse pour inverser conjointement MT et résistivité DC en configuration dipole - dipole

en approximation bidimensionnelle (2D). Cette méthode cherche uniquement les modèles lisses qui satisfont les données dans les tolérances exigées (voir aussi les travaux de Candansayar and Tezkan 2008). De tels modèles contiennent uniquement les structures minimales exigées par les données mesurées.

Soit $d = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ le vecteur des données mesurées où T représente la transposée. Les valeurs d_i , $i = 1, \dots, N$ représente le logarithme des résistivités apparentes et les phases en fonction des périodes et le logarithme des résistivités en fonction de l'espacement des électrodes. Soit $p = (p_1, p_2, \dots, p_M)^T$ le vecteur des paramètres ou les logarithmes des résistivités des différents blocs. Les paramètres N et M sont le nombre total des données mesurées et le nombre de paramètres du modèle, respectivement.

Le problème est linéarisé en utilisant la série de Taylor d'ordre 1 (Sasaki 1989)

$$\delta d = A \delta p \quad (2.2)$$

avec

$$\delta d = d - y \quad (2.3)$$

où y est un vecteur de dimension $(N \times 1)$ qui contient la réponse du modèle initial défini par les paramètres p . Le vecteur δp de dimension $(M \times 1)$ contient la correction apportée aux paramètres p : c'est la perturbation du modèle. La matrice A est la matrice Jacobienne de dimension $(N \times M)$ qui contient les dérivées partielles de la réponse y par rapport au paramètre p_j ; $A_{ij} = \frac{\partial y_i}{\partial p_j}$. Elle traduit la sensibilité des données au changement du paramètre p_j . L'estimation de la différence entre les données observées et calculées est donnée par la fonction coût suivante

$$\Phi_1 = (\delta d - A \delta p)^T (\delta d - A \delta p) \quad (2.4)$$

Cette minimisation conduit à résoudre la relation

$$(A^T A + \lambda I) \delta p = A^T \delta d \quad (2.5)$$

par rapport à δp . I est la matrice unité de dimension $(M \times M)$ et λ est le multiplicateur de Lagrange. La relation (2.5) est résolue par un système itératif par rapport à la perturbation du modèle δp jusqu'à ce que l'écart soit réduit à la valeur acceptable. L'écart entre les données calculées et mesurées peut être obtenu avec

$$RE = (\delta d^T \delta d / N)^{1/2} \quad (2.6)$$

En rajoutant un poids sur les données observées, l'équation (2.5) peut être réécrite sous la forme suivante (Monteiro et al., 2007; Sasaki, 1989)

$$[(WA)^T W A + \lambda C^T C] \delta p = (WA)^T W \delta d \quad (2.7)$$

où W est une matrice diagonale de dimension $(N \times N)$. Ses éléments représentent l'incertitude sur les données mesurées. La matrice $C_{(M \times M)}$ représente la rugosité du modèle. Candansayar and Tezkan (2008) ont utilisé une autre forme, du type

$$[(WA)^T W A + \lambda C^T C] \delta p = (WA)^T W \delta d - \lambda C^T C p^k \quad (2.8)$$

Plusieurs techniques existent pour résoudre l'équation (2.7) ou (2.8) : système d'équations normales, méthode Gram-Schmidt ou méthode de décomposition en valeurs singulières (e.g. Björck 1967; Raiche et al. 1985; Sasaki 1989).

Selon Meju (1996), dans la formulation d'inversion conjointe entre la méthode électromagnétique transitoire (TEM) et la MT, le problème formulé en (2.1) peut être linéarisé par

$$L = (d - f(m))^T(d - f(m)) + \beta(m^T D^T D m) \quad (2.9)$$

où $f(m)$ représente la réponse théorique du modèle pour les paramètres m . Le coefficient β est le facteur de Lagrange et D est la matrice de variance. On peut aussi utiliser la relation équivalente à (2.9) suivante

$$L = (y - Ax)^T(y - Ax) + \beta(m^0 + x)^T D^T D(m^0 + x) \quad (2.10)$$

où $y = d - f(m^0)$ évalue la différence entre les données mesurées (d) et la réponse du modèle initial $f(m^0)$, $x = (m - m^0)$ est la correction appliquée sur le modèle initial m^0 pour chercher le modèle m et $A = \frac{\partial f(m^0)}{\partial m^0}$ est la matrice des dérivées partielles. La résolution de la relation (2.10) par rapport à x donne (Meju 1996)

$$x = [A^T A + \beta D^T D]^{-1} \{A^T y - \beta D^T D m^0\} \quad (2.11)$$

Pour résoudre ce problème dans le cas de l'inversion conjointe, cette solution devient

$$x = [A_*^T A_* + \beta D^T D]^{-1} \{A_*^T y_* - \beta D^T D m^0\} \quad (2.12)$$

Où

$$y_* = \begin{bmatrix} y_t \\ y_\phi \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_t - f_t(m^0) \\ d_\phi - f_\phi(m^0) \end{bmatrix} \quad (2.13)$$

et

$$A_* = \begin{bmatrix} A_t \\ A_\phi \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \partial f_t(m^0)/\partial m^0 \\ \partial f_\phi(m^0)/\partial m^0 \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

La dimension de la matrice des dérivées partielles A_* est $([nt + n\phi] * np)$, avec nt le nombre de résistivités apparentes mesurées par TEM, $n\phi$ le nombre de données mesurées en MT et np est le nombre total de paramètres. Les indices t et ϕ font référence, respectivement, à la contribution des données de TEM et de MT au système. Pour donner plus ou moins d'importance à une donnée mesurée, il est nécessaire d'inclure son incertitude dans la solution. La relation (2.12) avec le poids de chaque donnée peut-être réécrite, par rapport à x

$$x = [(WA)_*^T (WA)_* + \beta D^T D]^{-1} \{(WA)_*^T (Wy)_* - \beta D^T D m^0\} \quad (2.15)$$

où W est la matrice de poids des données observées. L'objectif alors est de calculer la perturbation (ou la correction) x qui sera appliquée aux paramètres pour estimer le modèle final m qui satisfait les données observées. Cela est fait par un processus itératif.

2.2.1 Application et validation des théories

La validation des développements que nous venons de voir précédemment est faite sur des applications utilisant des données synthétiques et des données réelles. Je ne représenterais ici que deux exemples. Le premier exemple illustre le cas de l'inversion conjointe unidimensionnelle (1D) de données électromagnétique transitoire (TEM) et de données obtenues par sondage électrique à courant continu (DC) par le dispositif de Schlumberger (Raiche et al. 1985). Le second exemple illustre l'inversion conjointe bidimensionnelle (2D) entre magnétotellurique (MT) et méthode DC de type dipole-dipole (Sasaki 1989).

Pour l'application de l'inversion conjointe TEM & DC réalisée avec le dispositif de Schlumberger, Raiche et al. (1985) ont utilisé la décomposition en valeurs singulière (SVD) pour résoudre le problème (2.7). L'objectif est de résoudre le problème de la détection de couches minces conductrices ou résistantes en profondeur. En effet, lorsqu'une couche mince est prise en sandwich entre deux autres couches, celle-ci devient plus difficile à imager. On arrive plutôt à imager le produit résistivité-épaisseur et non son épaisseur et sa résistivité indépendamment. Dans ce contexte, les auteurs ont testé la méthode sur des données synthétiques pour quatre différentes configurations possibles dans la nature. A chaque fois et pour un modèle à trois couches, ils considèrent qu'une couche mince de 10 m est située entre deux autres couches (figure 2.1). Cette couche est soit conductrice (modèle H) soit résistante (modèle K). Pour les deux cas restants, la couche présente soit un gradient de résistivité croissant (modèle A) soit un gradient de résistivité décroissant (modèle Q). Un bruit Gaussien est rajouté aux deux types de données ; 5% pour la résistivité obtenue avec la méthode DC et 10% pour les données TEM. Les résultats sont comparés aux inversions séparées de chaque méthode. Le résultat pour le modèle H et Q sont représentés dans les tableaux (2.1) et (2.2), respectivement. Je ne présenterais ici que les résultats de ces deux modèles. Les résultats des autres modèles sont donnés dans Raiche et al. (1985). On constate

paramètres	Inversion DC		Inversion TEM		Inversion conjointe	
	Modèle final	Modèle départ	Modèle final	Modèle départ	Modèle final	Modèle départ
ρ_1	101	100	22.2	15	100	100
ρ_2	1.04	5	0.186	1	0.298	1
ρ_3	650	30	241	15	530	30
h_1	29.8	50	34.4	50	30.3	50
h_2	41.4	50	7.34	50	11.9	50

TAB. 2.1: Le résultat du modèle H. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)

dans les tableaux (2.1) et (2.2) l'amélioration apportée par l'inversion conjointe qui a permis d'améliorer le résultat final des quatre modèles. Cependant, les modèles de départ utilisés dans ces inversions simultanées ne sont pas très éloignés des modèles

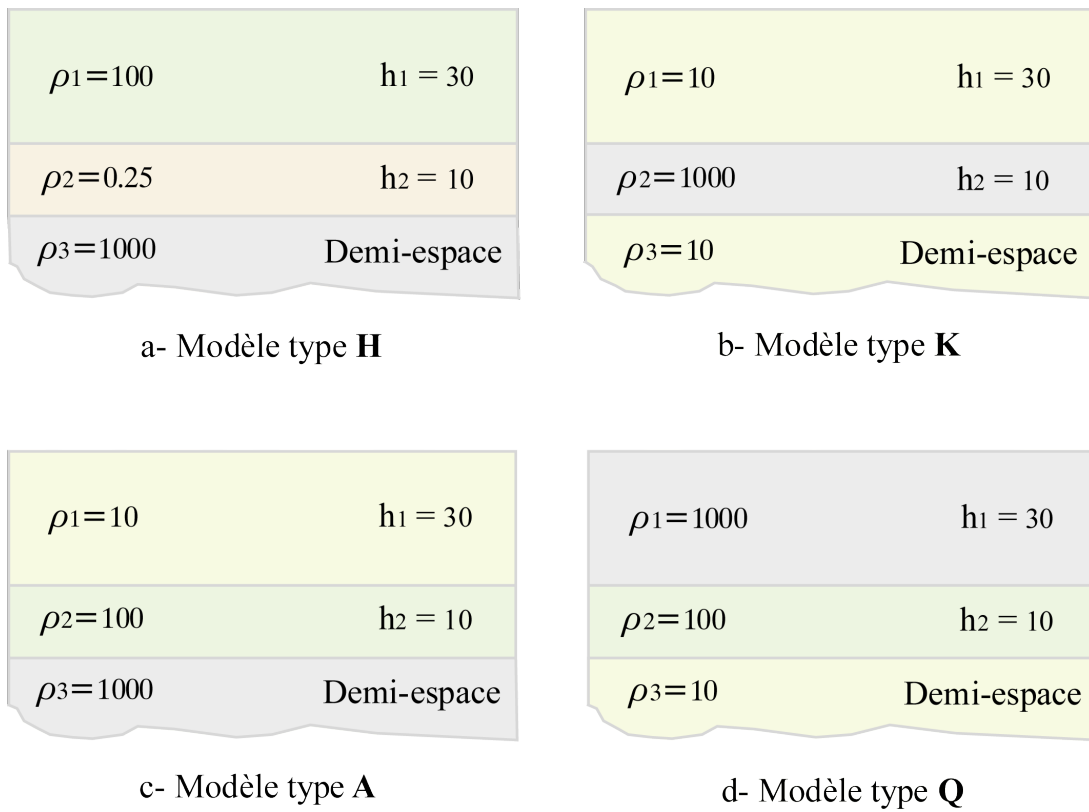


FIG. 2.1: Les quatre modèles possibles testés dans l'inversion conjointe TEM et DC - Schlumberger. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)

paramètres	Inversion DC		Inversion TEM		Inversion conjointe	
	Modèle final	Modèle départ	Modèle final	Modèle départ	Modèle final	Modèle départ
ρ_1	1027	1000	87	50	1029	1000
ρ_2	21.9	100	20	20	93.2	100
ρ_3	9.8	10	10	10	9.99	10
h_1	30.4	50	37	50	29.3	50
h_2	17.3	50	17.9	50	13.9	50

TAB. 2.2: Le résultat du modèle Q. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)

recherchés, ce qui nous laisse penser qu'une information a priori fiable est nécessaire, éventuellement fournies par d'autres méthodes (comme par exemple les données sismiques, les données de puit, ... etc). Par ailleurs pour le modèle Q , le modèle de départ utilisé dans les inversions (DC et inversion conjointe) est identique au modèle recherché en terme de résistivité. Le problème se réduit donc à inverser uniquement les épaisseurs (h_1) et (h_2). Une application sur des données réelles a été réalisée dans le cadre d'un projet de forage en cours de réalisation dans la région sud de l'Australie (Raiche et al. 1985). Ces données ont été inversées conjointement et le modèle final obtenu a permis de lever l'ambiguïté rencontrée dans la détermination de la profondeur du socle.

Pour illustrer l'inversion conjointe dans le cas de structures 2D, j'ai choisi de présenter les travaux de Sasaki (1989). Pour vérifier et valider le développement méthodologique ce dernier a réalisé une inversion conjointe entre les données MT et les données de sondage électrique DC obtenues avec le dispositif dipole - dipole. Ces deux méthodes sont complémentaires. Pour un grand espacement des électrodes pour le sondage DC et pour les longues périodes de la MT, les deux méthodes donnent asymptotiquement la résistivité du socle. A l'inverse, pour des petits espacements et des courtes périodes, ils fournissent les résistivités des couches superficielles. Il existe aussi un autre facteur qui rend cette étude conjointe intéressante. En effet pour atteindre les profondeurs supérieures à 1 km avec les méthodes DC, il faut de gros moyens logistiques : grand espacement entre les électrodes et un courant électrique important à injecter tandis que cette profondeur est facilement obtenue par la MT.

Le modèle considéré par Sasaki (1989) contient quatre structures ; trois conductrices de 5, 5 et 10 $\Omega.m$ et une autre résistante de 100 $\Omega.m$ dans un encaissant de 50 $\Omega.m$ (figure 2.2). L'expérience été menée sur un cas synthétique en utilisant 10 sites MT

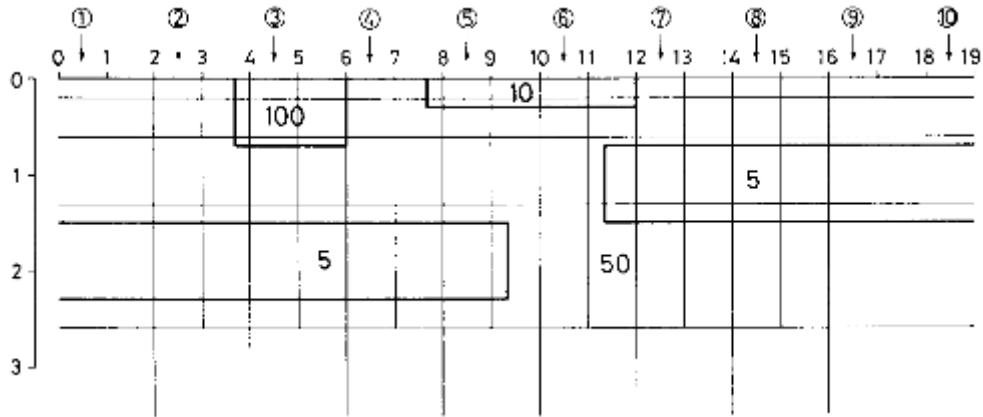


FIG. 2.2: La géométrie du modèle 2D utilisé pour inverser conjointement les données de la MT et du dipole - dipole. L'exagération verticale est de 2 :1. D'après Sasaki (1989)

espacés de 2 km. Au total, 9 périodes ont été utilisées à chaque site pour un nombre total de données de 90. Pour le cas du sondage DC de type dipole - dipole, la longueur entre les dipoles est de 1 km pour un nombre de données total de 98. Ces données

synthétiques ont été inversées sans rajouter de bruit et en utilisant 73 blocs fixes dont la résistivité est variable (figure 2.2). Le modèle initial utilisé pour l'inversion conjointe et les inversions séparées de chaque méthode est un modèle homogène de $30 \Omega.m$. Le résultat de l'inversion de ce modèle pour la MT seule est représenté dans la figure 2.3. Comme on peut le remarquer, l'inversion a généré un artefact superficiel dans le

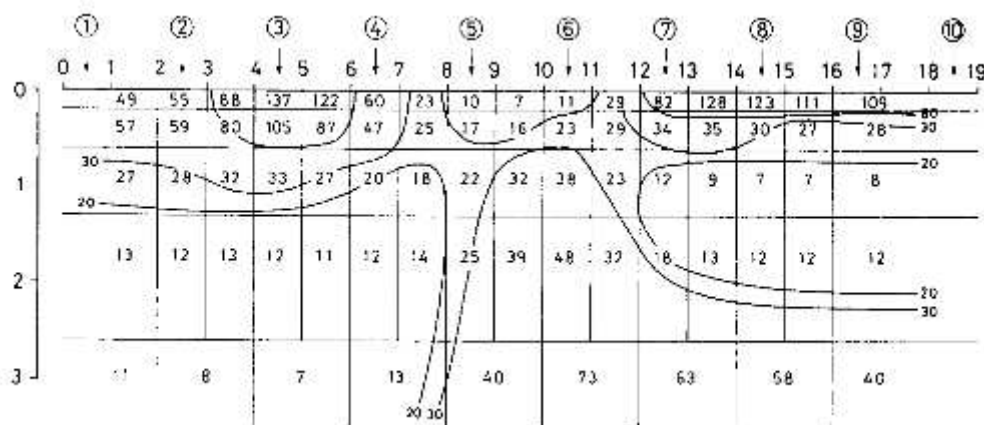


FIG. 2.3: Résultat de l'inversion de la MT seule du modèle montré sur la figure 2.2. Les chiffres représentent les résistivités des blocs après inversion. Les contours représentent les valeurs 20, 30 et $80 \Omega.m$. D'après Sasaki (1989)

côté droit du modèle. On peut aussi voir la mauvaise estimation de la résistivité de l'encaissant. Cette estimation est très influencée par les corps conducteurs. Le résultat de l'inversion des données du dipole - dipole seule (figure 2.4) montre des structures moins contrastées. C'est dû au fait que les données sont plus nombreuses que les données MT, c'est la différence d'échantillonnage de données entre les deux techniques. Ce modèle plus lisse peut être également le résultat d'une valeur importante du paramètre du lissage par rapport à celui appliqué pour la MT.

Le résultat de l'inversion conjointe est représenté sur la figure 2.5. Le modèle obtenu par inversion conjointe est beaucoup plus proche du modèle du départ que les modèles obtenus par inversion des deux méthodes prises séparément. Cependant, l'anomalie la plus profonde, de $5 \Omega.m$, n'est toujours pas résolue. D'après Sasaki (1989), c'est probablement dû aux conditions de simulation des données, comme l'espacement des stations MT, l'espacement des électrodes et les fréquences d'enregistrement, plutôt que la performance de l'inversion conjointe en elle-même. On peut cependant remarquer que c'est l'anomalie superficielle de $100 \Omega.m$ qui est la moins bien résolue par rapport aux cas des inversions séparées. D'autre part, on remarque que l'anomalie superficielle de $10 \Omega.m$ est mal définie, surtout sa limite inférieure. On voit un gradient de résistivité croissant à partir de la surface mais pas l'anomalie en elle-même. C'est la limite majeure de ce type d'inversion qui arrive seulement à imager des structures très lisses car détecter des anomalies à grand contraste n'est pas toujours une tâche facile et conduit parfois à une mauvaise estimation des valeurs de résistivités, voire de leurs positions.

2.2. Les IC pour un même paramètre physique

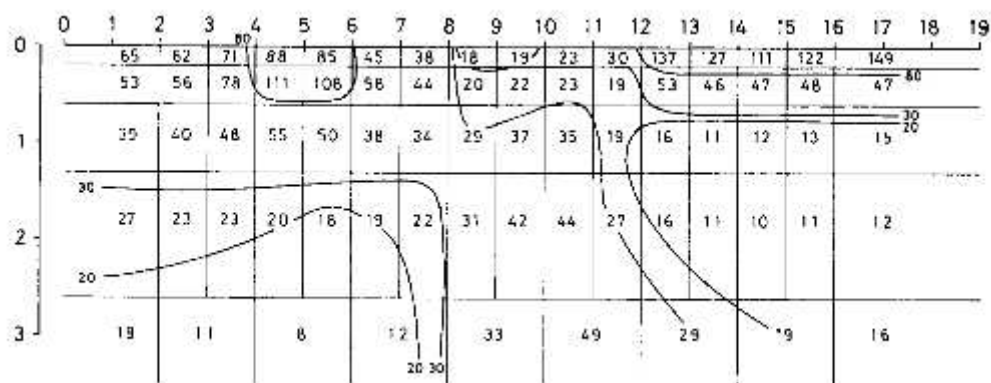


FIG. 2.4: Résultat de l'inversion des données de dipole - dipole seule du modèle de la figure 2.2. Les chiffres représentent les résistivités des blocs après inversion. Les contours sont de 20, 30 et 80 $\Omega.m$. D'après Sasaki (1989)

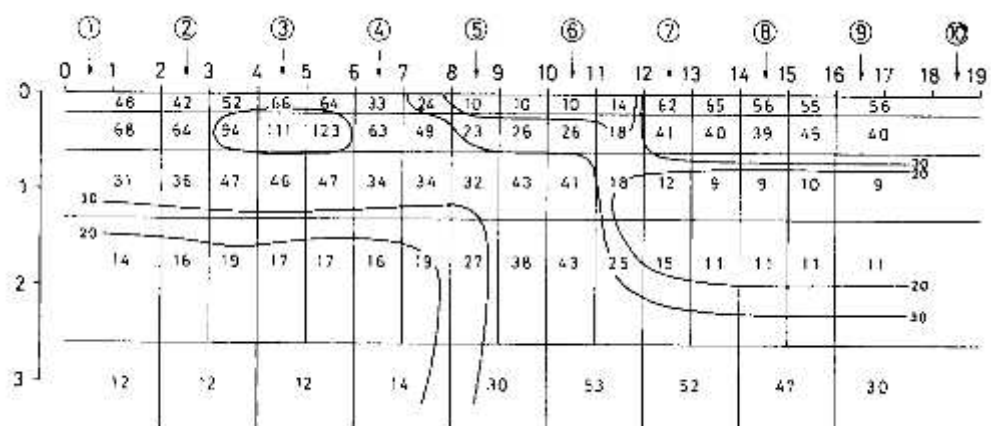


FIG. 2.5: Résultat de l'inversion conjointe des données de la MT et de dipole - dipole du modèle (figure 2.2). Les chiffres représentent les résistivités des blocs obtenues après inversion. Les contours sont de 20, 30 et 80 $\Omega.m$. D'après Sasaki (1989)

2.3 Les IC pour des paramètres physiques différents

Les approches que nous venons de voir précédemment sont toutes axées sur l'inversion d'un seul paramètre physique qui est ici la résistivité électrique. Il existe cependant d'autres approches d'inversions conjointes permettant d'inverser des paramètres physiques différents. L'inversion des données sismiques et gravimétriques, par exemple, nécessite le développement d'un outil spécifique pour ce type d'inversion en raison de la différence des propriétés physiques recherchées. De même, l'inversion de données magnétotelluriques et gravimétriques implique également le développement d'un outil spécifique. Cependant, une distinction peut être faite entre ces deux cas cités. Il existe les inversions conjointes dont les paramètres peuvent être reliés par une relation (e.g. la vitesse et la densité) et les inversions conjointes dont les paramètres sont disjoints.

2.3.1 Paramètres liés par une ou plusieurs relations

Ce type d'inversion conjointe est réalisable uniquement si on dispose de relation reliant les paramètres à inverser. Ces relations peuvent être empiriques ou théoriques. Ces inversions se font généralement

- entre les vitesses sismiques et les densités
- dans les études de puits, où il existe des relations entre quelques paramètres comme la résistivité électrique, la porosité et la saturation en eau ainsi que d'autres paramètres.

Plusieurs travaux ont été réalisés pour inverser les données sismiques (ou sismologiques) avec les données gravimétriques. Certains d'entre eux considèrent une relation unique entre vitesses des ondes sismiques (V_p ou V_s) et densités (e.g. Roecker et al. 2004; Tondi et al. 2000; Afnimar et al. 2002; Lines et al. 1988). D'autres considèrent une relation qui change d'une couche à l'autre dans un même modèle (Tiberi et al. 2003; Zeyen and Achauer 1997). Dans le premier cas, l'inversion conjointe est réalisée en imposant une relation linéaire entre les vitesses sismiques et les densités. Cette relation sera unique pour tous le modèle. Le principe de ce type d'inversion est d'utiliser des résultats obtenus par d'autres méthodes et/ou par d'autres études spécifiquement pour avoir le modèle gravimétrique initial et obtenir la distribution de la densité dans le modèle. La relation entre la densité et les vitesses sismiques peut avoir plusieurs formes. Elle se présente généralement sous une forme linéaire de type $\rho = \alpha + \beta V$ (e.g. Tondi et al. 2000; Roecker et al. 2004) ou encore $\rho = \alpha + \beta \ln V$ (e.g. Afnimar et al. 2002). Elle peut être aussi de la forme $\rho = \beta V_p^a$ (Roecker et al. 2004) ou $\rho = \alpha + \beta V^{-1}$ (Afnimar et al. 2002), où V représente la vitesse sismique, ρ la densité et α , β et a sont des constantes à déterminer. Toute ces relations diffèrent les unes les autres suivant le milieu pour lesquelles elles sont appliquées.

Tondi et al. (2000), dans leurs inversion conjointe de données gravimétriques et de sismique réfraction, ont utilisé une relation linéaire entre les vitesses sismiques et la densité de la forme

$$\rho_i = \alpha V_i + \beta \quad (2.16)$$

avec i l'indice du prisme, α et β sont des constantes déterminées empiriquement et dépendant de l'unité de mesure. Pour commencer l'inversion conjointe, ils ont paramétrisé le modèle en le subdivisant en plusieurs prismes dans une géométrie 2D. Les vitesses sismiques et les densités sont placées à chaque noeud. Les valeurs au centre sont obtenues par interpolation entre les quatre arrêtes. La première étape consiste à chercher la distribution de vitesses sismiques, puis l'application de la relation (2.16) pour trouver la distribution de la densité. La deuxième étape consiste à rechercher la distribution de densité du modèle $\Delta\rho = (\Delta\rho_1, \dots, \Delta\rho_M)$ en partant du modèle obtenu par la sismique. Tondi et al. (2000) ont appliqué le principe du maximum de vraisemblance (de probabilité) à la fonction de densité de probabilité L (*PDF*)

$$\max_{\delta\rho} L(\delta g, \delta\rho, \delta V) \quad (2.17)$$

avec

$$\begin{aligned} L(\delta g, \delta\rho, \delta V) = & \exp\left\{-\frac{1}{2} [dg - Gd\rho]^T C_{gg}^{-1} [dg - Gd\rho]\right\} \\ & \times \exp\left\{-\frac{1}{2} [d\rho - \alpha dV]^T C_{mm}^{-1} [d\rho - \alpha dV]\right\} \end{aligned} \quad (2.18)$$

$\Delta\rho = \rho - \rho^0$ est la correction apportée au vecteur de densité de dimension M , $dg = g^{obs} - g^{cal}$ est le vecteur des résidus gravimétriques de dimension J et $dV = v - v^0$ est la correction apportée au vecteur vitesse de dimension M . $G_{(J \times M)}$ est la matrice qui contient les coefficients géométriques reliant la mesure gravimétrique à chaque point de mesure. C_{gg} et C_{mm} sont les matrices de covariance des données gravimétriques et la matrice de covariance issue de la relation entre les densités et les vitesses, respectivement. Cette dernière prend en compte la propagation de l'erreur du modèle de vitesse jusqu'au modèle de densité. Cette propagation de l'erreur $\sigma(\rho_m)$ relie l'incertitude sur les vitesses $V(\sigma(v_m))$ et l'incertitude sur les coefficients $\alpha(\sigma(\alpha))$ et $\beta(\sigma(\beta))$ par $\sigma(\rho_m) = v_m\sigma(\alpha) + \alpha\sigma(v_m) + \sigma(\beta)$, avec $1 \leq m \leq M$.

La relation (2.17) va estimer la correction qu'il faut appliquer sur les densités ρ_i par

$$\Delta\rho = \left(G^T C_{gg}^{-1} G + C_{mm}^{-1}\right)^{-1} \left(G^T C_{gg}^{-1} \Delta g + \alpha C_{mm}^{-1} \Delta V\right) \quad (2.19)$$

A ce stade, il ne reste qu'à transformer $\Delta\rho = (d\rho_1, \dots, d\rho_M)$ en $\Delta v^1 = (dv_1^1, \dots, dv_M^1)$ à travers la relation linéaire $\Delta v^{-1} = \Delta\rho/\alpha$. En faisant la mise à jour du vecteur vitesse $v = (v^0 + dv^1)$, et en utilisant la méthode des tracés de rais, on estime à nouveau le modèle de vitesse $v = (v_1, \dots, v_M)$. De là, on réévalue à nouveau le vecteur densité du modèle. Finalement et d'une manière itératives, on refait ce processus jusqu'à obtenir satisfaction des données sismiques et gravimétriques.

D'autres travaux ont été menés pour inverser conjointement les données de la sismique et les données de la gravimétrie (e.g. Afnimar et al. 2002; Roecker et al. 2004). Contrairement à ce qu'on vient de voir ci dessus, deux relations linéaires sont là utilisées pour relier les vitesses sismiques aux densités au lieu d'une : une relation spécifique aux sédiments (e.g. Afnimar et al. 2002) où les vitesses des ondes sismiques n'excèdent

pas la valeur de 5.5 km/s (Roecker et al. 2004) et une autre relation pour les roches plus consolidées (Afnimar et al. 2002) où les vitesses sismiques dépassent les 6.0 km/s (Roecker et al. 2004). Roecker et al. (2004) ont utilisé deux relations linéaires entre les vitesses et les densités obtenues par mesures sur échantillons au laboratoire. La première relation est empirique : $\delta = 0.23 V_p^{0.25}$. La deuxième relation pour ces roches cristallines est $\delta = 989.3 + 289.1 V_P$.

Afnimar et al. (2002), pour leur part, ont utilisé deux relations qui relient les vitesses aux densités. Une relation du type

$$\delta = a \ln s + b \quad (2.20)$$

pour les roches sédimentaires. Dans leur étude, ils ont pris $a = -0.536$ et $b = 1.635$. s est la lenteur des ondes P . La deuxième relation est du type

$$\delta = c s^{-1} + d \quad (2.21)$$

pour les roches plus consolidés comme les granites, avec $c = 0.302$ et $d = 0.77$.

Zeyen and Achauer (1997) et Tiberi et al. (2003) ont réalisé une inversion conjointe entre les données de tomographie sismique et de gravimétrie. Ils ont utilisé une relation linéaire entre les vitesses sismiques et les densités. mais cette relation peut varier d'une couche à l'autre. Les vitesses sismiques et les densités sont reliées par un facteur B qui est lui même un paramètre à inverser. Si on pose Δg l'anomalie gravimétrique qui peut être l'anomalie à l'air libre ou l'anomalie de Bouguer et Δt les décalages en temps des ondes sismiques, alors le but de l'inversion est d'inverser le vecteur donnée $d^T = (\Delta g, \Delta t)$ et d'obtenir la distribution des paramètres $p^T = (\Delta \delta, \Delta v)$. Ces paramètres représentent la variation des densités $\Delta \delta$ et la variation des vitesses sismiques Δv . Pour réaliser cette inversion conjointe, ils ont paramétrisé le modèle en subdivisant le milieu en plusieurs couches suivant la profondeur z (figure 2.6). Chaque couche est subdivisée elle même en blocs qui seront utilisés pour le calcul de la réponse gravimétrique. Les vitesses sismiques sont calculées aux noeuds. La réponse du modèle doit minimiser la différence entre les données observées d et les données calculées c

$$(d - c)^T C_d^{-1} (d - c) \quad (2.22)$$

où C_d est la matrice des variances des données. Pour remédier aux problèmes d'instabilités induites par un nombre de paramètres beaucoup plus grand que le nombre de données, Zeyen et al. (1997) ont proposé de rajouter trois contraintes : 1) d'inclure une information à priori, 2) d'établir une relation entre les densités et les vitesses sismiques et 3) introduire un terme de lissage qui empêchera le modèle de donner des contrastes très élevés et qui permet ainsi de lier tous les blocs du modèle.

Il existe d'autres types d'inversion conjointe entre données sismiques (en utilisant les ondes de surface de Love et de Rayleigh et le profil sismique vertical) et données de résistivité obtenue avec les méthodes DC (radial - dipole, Schlumberger et le log de résistivité obtenue dans un forage) (Hering et al. 1995; Dobroka et al. 1991; Misiek et al. 1997). D'autres travaux ont aussi été réalisés pour inverser les données de forage

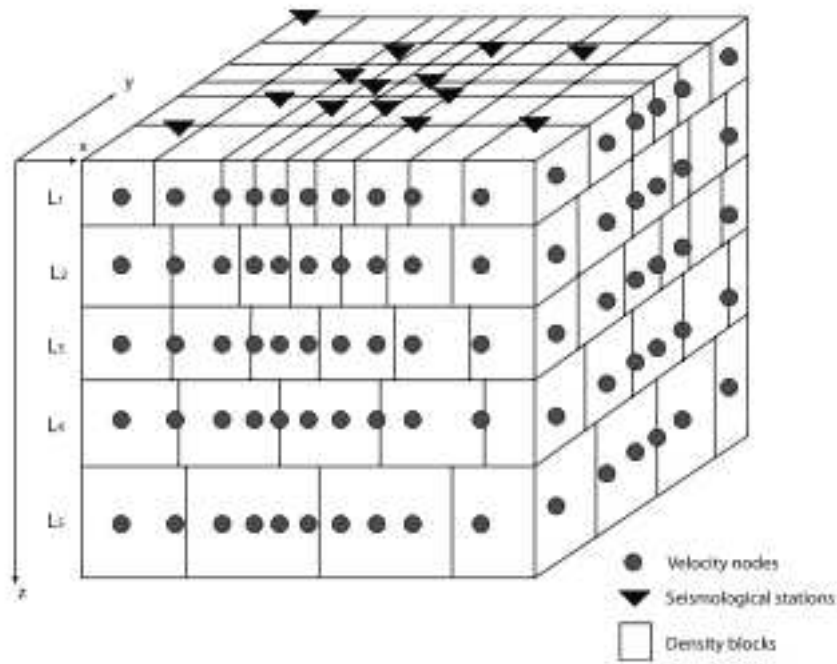


FIG. 2.6: Paramétrisation du modèle. Chaque couche L_n est subdivisée en bloc de densité δ . Les vitesses sismiques sont exprimées aux noeuds. La concentration des blocs et des noeuds peut varier en fonction de la densité des données et la position des sites. D'après Tiberi et al. (2003)

et la sismique de surface (e.g. Pianello et al. 2000; Li and Oldenburg 2000). Il s'agit là d'exploiter des relations entre les paramètres physiques et hydrologiques comme la perméabilité et la porosité pour trouver une relation entre ces derniers et l'impédance acoustique. Ce type d'étude reste limité au voisinage du puits.

Monteiro et al. (2006) ont développé un algorithme pour inverser conjointement des données de sondages électriques et gravimétriques. Les paramètres à inverser sont donc la résistivité électrique et la densité. L'approche suivie par les auteurs consiste à trouver des relations entre les paramètres physiques et hydrologiques notamment la porosité, la conductivité électrique (l'inverse de la résistivité) et la densité. L'idée est de se servir des données DC à la place des données de puits qui ne sont pas toujours disponibles dans la région d'étude. L'interface de changement de la densité de la roche est supposé être la même interface de changement de la porosité et de la saturation en eau (figure 2.7). Ces interfaces sont considérés comme des marqueurs du changement de

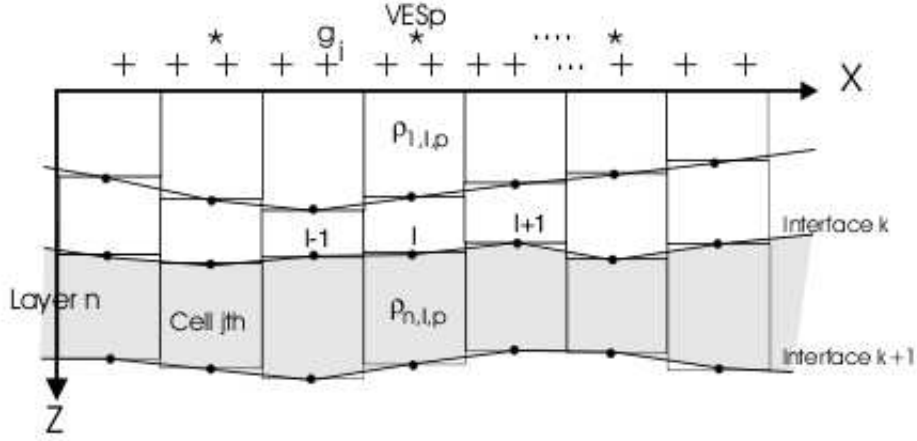


FIG. 2.7: Disposition des couches et leurs interfaces prises en compte dans l'inversion conjointe. Les données de la gravimétrie sont enregistrées dans les positions marquées par '+' et les VES aux points marqués par '*'. Les interfaces de résistivité et de densité sont limitées par les points (x_l, z_l) . La n ème couche est limitée par les interfaces k et $k + 1$. La résistivité de la cellule l de la couche n sous le sondage $VESp$ est notée par $\rho_{n,l,p}$. D'après Monteiro et al. (2006)

la résistivité électrique. Ils sont définis par l'inversion des données du sondage électrique 1D. L'hypothèse 1D est considérée du fait que l'espacement entre les sites est beaucoup plus grand que la profondeur d'investigation à chaque site.

La densité totale δ_e et la porosité ϕ d'une roche partiellement saturée en eau sont exprimées par la relation

$$\delta_e = (1 - \phi)\delta_m + S_w\phi\delta_w \quad (2.23)$$

où δ_m est la densité spécifique de la matrice et δ_w est la densité de l'eau dans les pores. La quantité S_w représente la saturation en eau. Dans la relation (2.23), l'effet de l'air

2.3. Les IC pour des paramètres physiques différents

qui peut-être présent dans les pores n'est pas pris en compte. En se servant de la loi d'Archie (Monteiro et al. 2006)

$$\rho_e = a\rho_w S_w^{-n} \phi^{-m} \quad (2.24)$$

qui relie la résistivité électrique totale de la formation ρ_e , la porosité et la saturation en eau, on peut relier la densité totale et la resistivité électrique d'une même formation par

$$\delta_e = (1 - \phi)\delta_m + \left[a\rho_w / (\rho_e \phi^{m-n}) \right]^{1/n} \delta_w \quad (2.25)$$

avec a , m et n des constantes déterminées empiriquement. Les quantités ρ_e et ρ_w représentent la résistivité effective du milieu et celle de l'eau respectivement. Suivant la formule (2.25), plusieurs combinaisons entre porosité, résistivité et densité totale satisfaisant les données peuvent être retrouvées. Pour obtenir une relation linéaire entre la densité et la porosité, il suffit de poser $m = n$. Dans ce cas, la relation 2.25 devient

$$\delta_e = (1 - \phi)\delta_m + [a\rho_w / \rho_e]^{1/n} \delta_w \quad (2.26)$$

C'est cette relation qui permet de faire la liaison entre la densité et la résistivité électrique totale à travers la porosité. L'erreur e totale entre les données observées et calculées est estimé par

$$e = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_i^N \left(\frac{d_i^{obs} - d_i^{cal}}{d_i^{obs}} \right)^2} \times 100(\%) \quad (2.27)$$

N est le nombre total de données à inverser et d représente les données mesurées. Les indices cal et obs representent les valeurs calculées et observées, respectivement.

2.3.2 Exemple d'application

Le modèle considéré par Monteiro et al. (2006) contient trois couches avec une variation horizontale de résistivité et de densité (figure 2.8). Il présente un socle en forme de horst couvert par une couche de sédiment. Les valeurs de résistivité et de densité de chaque couche sont reportées sur le tableau 2.3. Un total de 9 sondages

couche	densité kg.m ⁻³	résistivité Ω.m
1	2000	200
2	2150	4
3	2300	500

TAB. 2.3: Les valeurs de résistivité et de densité utilisées dans le modèle représenté dans la figure 2.8. D'après Monteiro et al. (2006)

électriques verticaux (VES) ont été réalisés tous les 2 km. Dans chaque sondage, 21

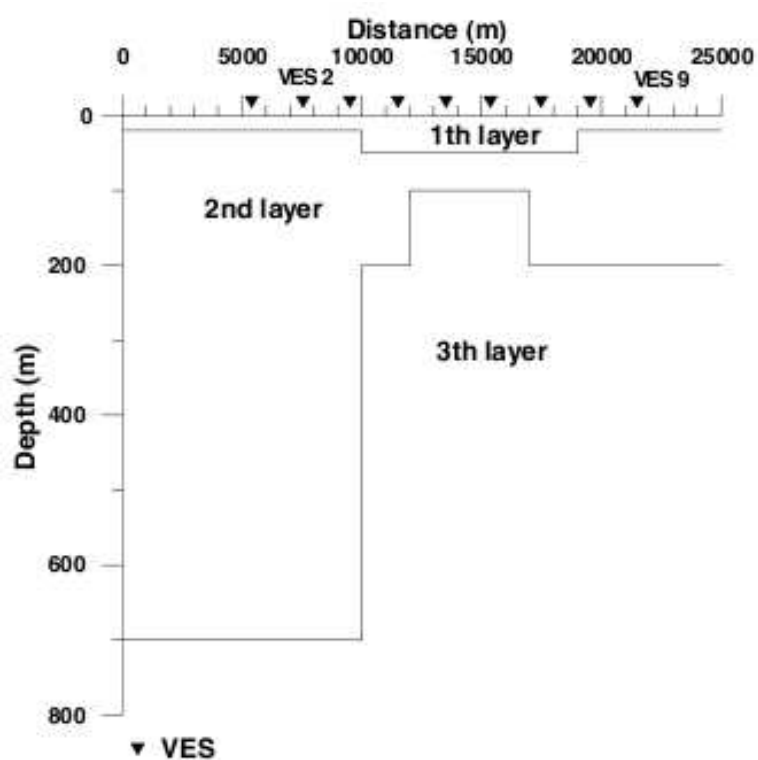


FIG. 2.8: Le modèle utilisé pour générer les données synthétiques de VES et de gravimétrie. Noté l'exagération verticale de la représentation. D'après Monteiro et al. (2006)

2.3. Les IC pour des paramètres physiques différents

valeurs de résistivité apparente ont été enregistrées pour un espacement d'électodes ($AB/2$) allant de 1.5 à 500 m. Le modèle est supposé bidimensionnel (2D) dans le calcul de l'anomalie gravimétrique. Les points gravimétriques ont été enregistrés avec un pas de 1 km pour un total de 21 points. Le résultat de l'inversion séparée de chaque type de donnée est reporté sur la figure 2.9. Les paramètres utilisés pour obtenir ces résultats sont les profondeurs des contrastes de densité pour l'inversion des données gravimétriques, et les épaisseurs ainsi que les résistivités des couches pour l'inversion des données VES. Les résultats de l'inversion conjointe sont représentés sur la figure 2.10. L'intervalle de recherche des paramètres utilisés dans les inversions sont reportés dans le tableau 2.4. En comparant les résultats des figures 2.9 et 2.10, on peut voir l'apport

Paramètres	Max	Min
z_1 (m)	60	5
z_2 (m)	1000	61
r_1 ($\Omega.m$)	600	10
r_2 ($\Omega.m$)	20	1
r_3 ($\Omega.m$)	1700	200

TAB. 2.4: Les intervalles de recherche utilisées dans les inversions. z_i sont les profondeurs des interfaces et r_i représentent les résistivités. D'après Monteiro et al. (2006)

de l'inversion conjointe. Cet apport peut être vu essentiellement dans la reconstruction du modèle de résistivité. La première et la deuxième interface sont bien définies ainsi que les résistivités des deux premières couches. Il manque néanmoins le modèle final de gravimétrie obtenu de l'inversion conjointe ainsi que les densités retrouvées donc les densités à interpréter. Enfin, si on se trompe dans l'estimation des intervalles de recherche (tableau 2.4) pour un seul paramètre, alors tous les autres paramètres ne seront pas résolus. C'est pour cette raison que la manière dont les intervalles de recherche ont été choisis est très importante pour bien résoudre tous les paramètres.

Afnimar et al. 2002 ont mené une étude sur l'inversion conjointe entre données de la sismique réfraction et données de la gravimétrie dans le but de définir la surface topographique qui sépare les sédiments du socle. En premier lieu, ils ont commencé par paramétrer le modèle en plusieurs prismes à partir de la surface jusqu'à l'interface de réfraction, comme le montre la figure 2.11. Pour simuler les données, Afnimar et al. 2002 ont utilisé un modèle avec un bassin comportant une première couche de sédiment homogène tandis que la seconde est considérée comme un socle homogène (figure 2.12). Les vitesses des ondes sismiques sont fixées à 2.5 km/s dans les sédiments et à 5.2 km/s dans le socle. Les densités obéissent aux relations (2.20) et (2.21). Un bruit Gaussien de 0.02 s et 0.1 mGal a été rajouté aux temps de parcours et aux anomalies gravimétriques, respectivement. L'interface entre les sédiments et le socle est fixée dans le modèle de départ à une profondeur de 1.5 km. La vitesse du socle est fixée à 4.5 km/s. Les précisions demandées pour arrêter l'inversion sont de 0.1 km, 0.03 s et 0.06 mGal pour l'interface, les temps d'arrivées et l'anomalie gravimétrique. Le résultat de l'inversion des temps de parcours des ondes sismiques est montré sur la figure 2.13a. On remarque que la sismique réfraction toute seule n'a pas pu bien délimiter le fond du

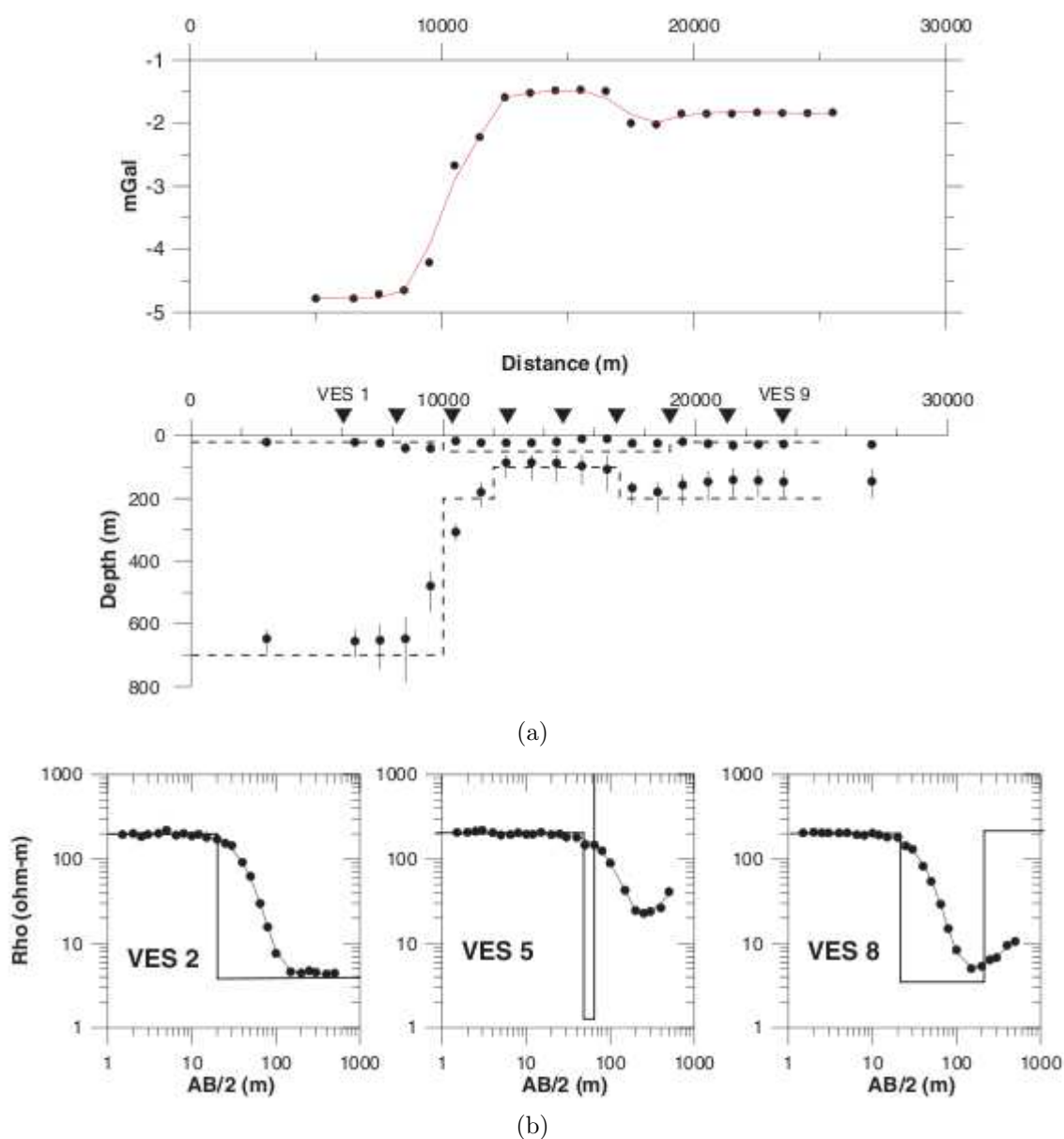


FIG. 2.9: a) Les réponses de résistivité et de densité obtenues des inversions séparées. Le modèle réel est représenté par des lignes discontinues. Les points représentent la moyenne des interfaces et les barres verticales leurs limites. b) Résultats de 3 VES obtenus par inversion des données en 1D (les points). Le modèle est représenté en ligne épaisse et la réponse en ligne fine. D'après Monteiro et al. (2006)

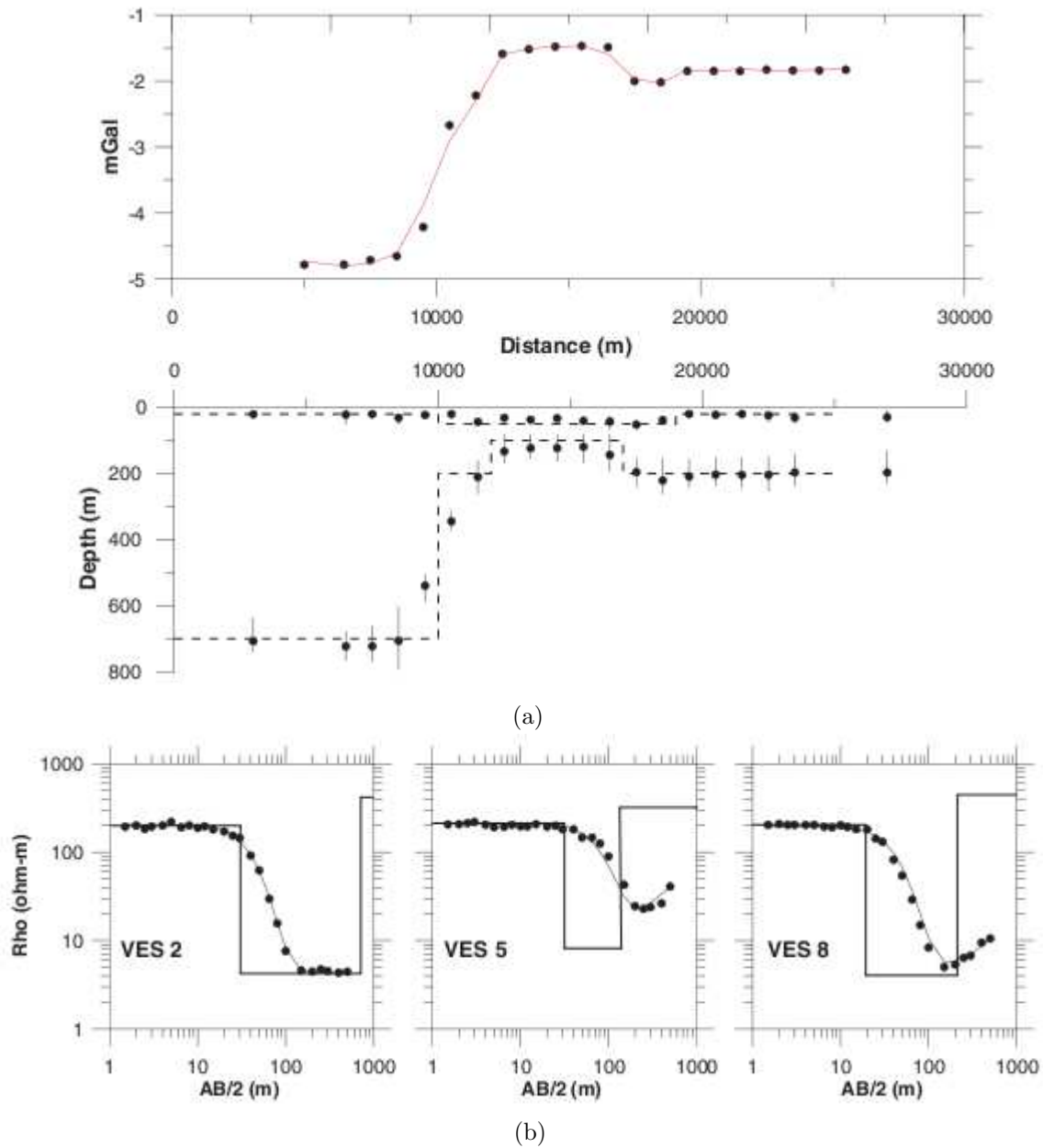


FIG. 2.10: a) Les modèles de résistivité et de densité obtenus de l'inversion conjointe. Le modèle réel est représenté par des lignes discontinues. Les points représentent la moyenne des interfaces et les barres verticales leurs limites. b) Ajustement de la réponse du modèle (lignes continues) et les données (points) de 3 sondages représentatifs. D'après Monteiro et al. (2006)

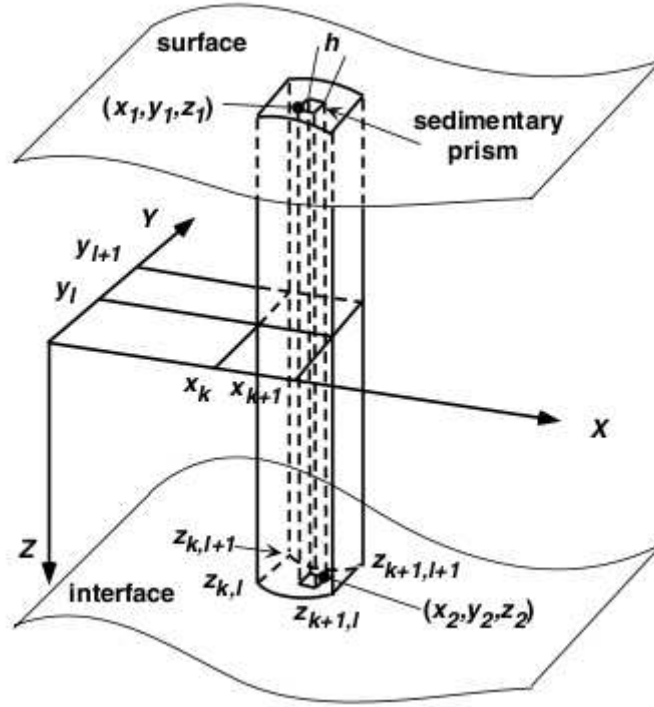


FIG. 2.11: Exemple d'un prisme définissant l'interface sédiment - socle. D'après Afnimar et al. (2002)

bassin. Le modèle retrouvé semble plus continu (lisse) que le modèle d'origine (figure 2.12). Le résultat de l'inversion séparée des données gravimétriques est représenté sur la figure 2.13b. Là aussi, le modèle fourni n'arrive pas à mieux définir la limite inférieure du bassin. On voit aussi l'apparition d'artéfacts aux bords du modèle. Le résultat de l'inversion conjointe est montré sur la figure 2.13c. La topographie sédiments - socle est bien reproduite et les artéfacts vus précédemment sont éliminés. La profondeur du bassin est bien déterminée. Une application sur des données réelles a été faite sur le bassin d'Osaka au Japon (Afnimar et al. 2002). La topographie sédiments - socle a été reconstruite et comparée avec des études antérieures. Les auteurs ont remarqué une bonne corrélation là où les données sont denses et moins bonne dans les régions où les données sont moins denses. Néanmoins, cette technique reste limitée au modèle à deux couches avec succession sédiment - socle. De plus, pour un bon résultat, il faut avoir un grand contraste de vitesse, dépassant les 2 km/s , afin d'avoir un grand contraste de densité permettant d'augmenter la sensibilité de la gravimétrie. Enfin, ce type d'inversion considère les milieux homogènes avec une vitesse et une densité moyenne ce qui ne permet pas de prendre en considération des structures plus complexes avec des inhomogénéités latérales.

Dans l'approche de l'inversion conjointe entre les données sismologiques et gravimétriques, Tiberi et al. (2003) ont réalisé une inversion de données obtenues dans la région du lac Baikal. Les vitesses sismiques et les densités sont liées par une relation linéaire qui peut varier à chaque couche. La paramétrisation du modèle est faite de la

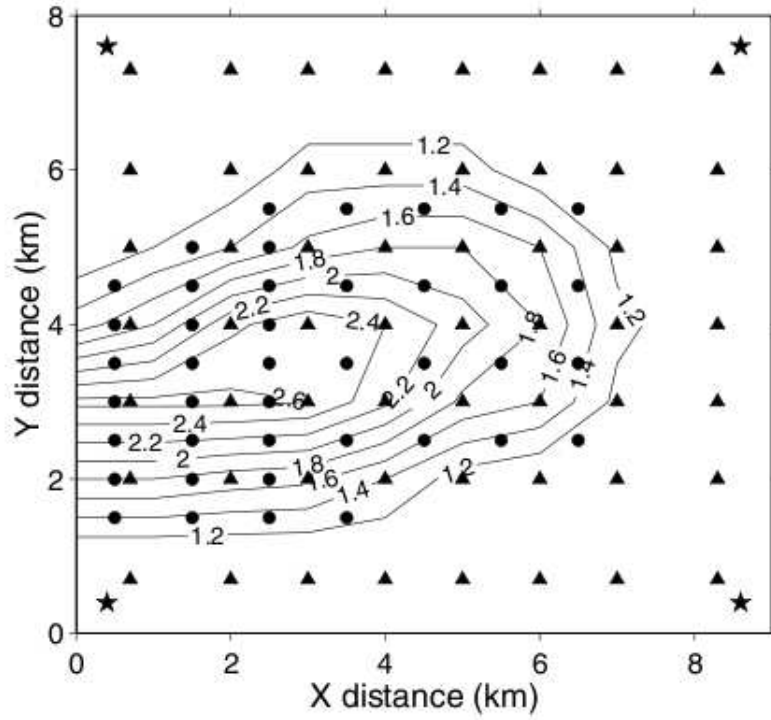


FIG. 2.12: Modèle d'un bassin à deux couches utilisé dans l'inversion conjointe des données sismique réfraction et gravimétrique. Les contour représentent l'interface entre les sédiments et le socle. Ce dernier a une vitesse de 5.2 km/s et les sédiments ont une vitesse de 2.5 km/s . Les points noirs, les triangles et les étoiles représentent respectivement les stations gravimétriques, les géophones et les sources sismiques. D'après Afnimar et al. (2002)

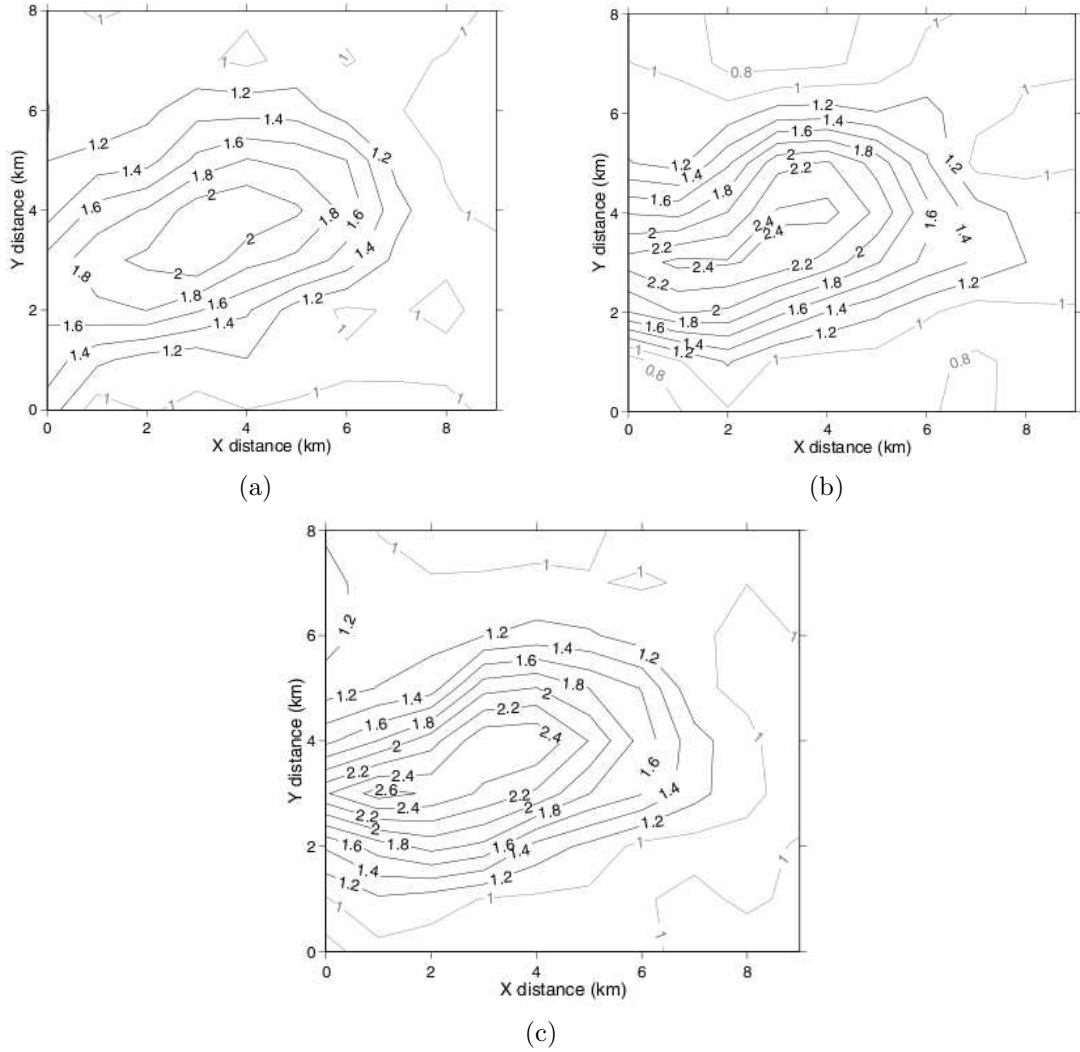


FIG. 2.13: Résultats de l'inversion séparée de la sismique (a) et de la gravimétrie (b). c) résultat de l'inversion conjointe. Les contours sont des courbes isobathes, ils représentent l'interface sédiments-socle. D'après Afnimar et al. (2002)

manière montrée dans la figure 2.6. Les dimensions des blocs de densité varient entre 25 et 100 km, croissantes avec la profondeur. Les noeuds utilisés dans le calcul de la vitesse sont espacés horizontalement entre 50 et 300 km. Le modèle initial de vitesse est extrait des études sismiques récentes dans la région. Pour le modèle de densité, les auteurs ont utilisé des valeurs moyennes classiques pour la croûte et le manteau (tableau 2.5). Les résultats de l'inversion conjointe sont montrés sur la figure 2.14. Ces modèles illustrent l'écart par rapport au modèle de vitesse et de densité initiaux (tableau 2.5). Du fait que les vitesses et les densités soient liées par une relation, on constate une bonne corrélation entre les modèles obtenus après inversion. Le résultat de l'inversion conjointe montre des structures hétérogènes à caractère tridimensionnel. Les plus forts contrastes de densité et de vitesse sont visibles dans les couches 2 et 4. Ces forts contrastes sont de -0.44 g/cm^3 et de $+0.62 \text{ g/cm}^3$ pour les densités et de

2.3. Les IC pour des paramètres physiques différents

couche	Profondeur km	V_p km s^{-1}	δ kg m^{-3}	B initial $\text{km s}^{-1} \text{g}^{-1} \text{cm}^3$
1	0-20	6.00	2670	3.00
2	20-40	7.00	2900	3.00
3	40-60	8.00	3200	3.30
4	60-80	8.05	3250	3.30
5	80-140	8.10	3300	3.30
6	140-200	8.20	3350	3.30

TAB. 2.5: Le modèle initial de vitesse et de densité ainsi que les paramètres B initiaux utilisés dans l'inversion conjointe. D'après Tiberi et al. (2003)

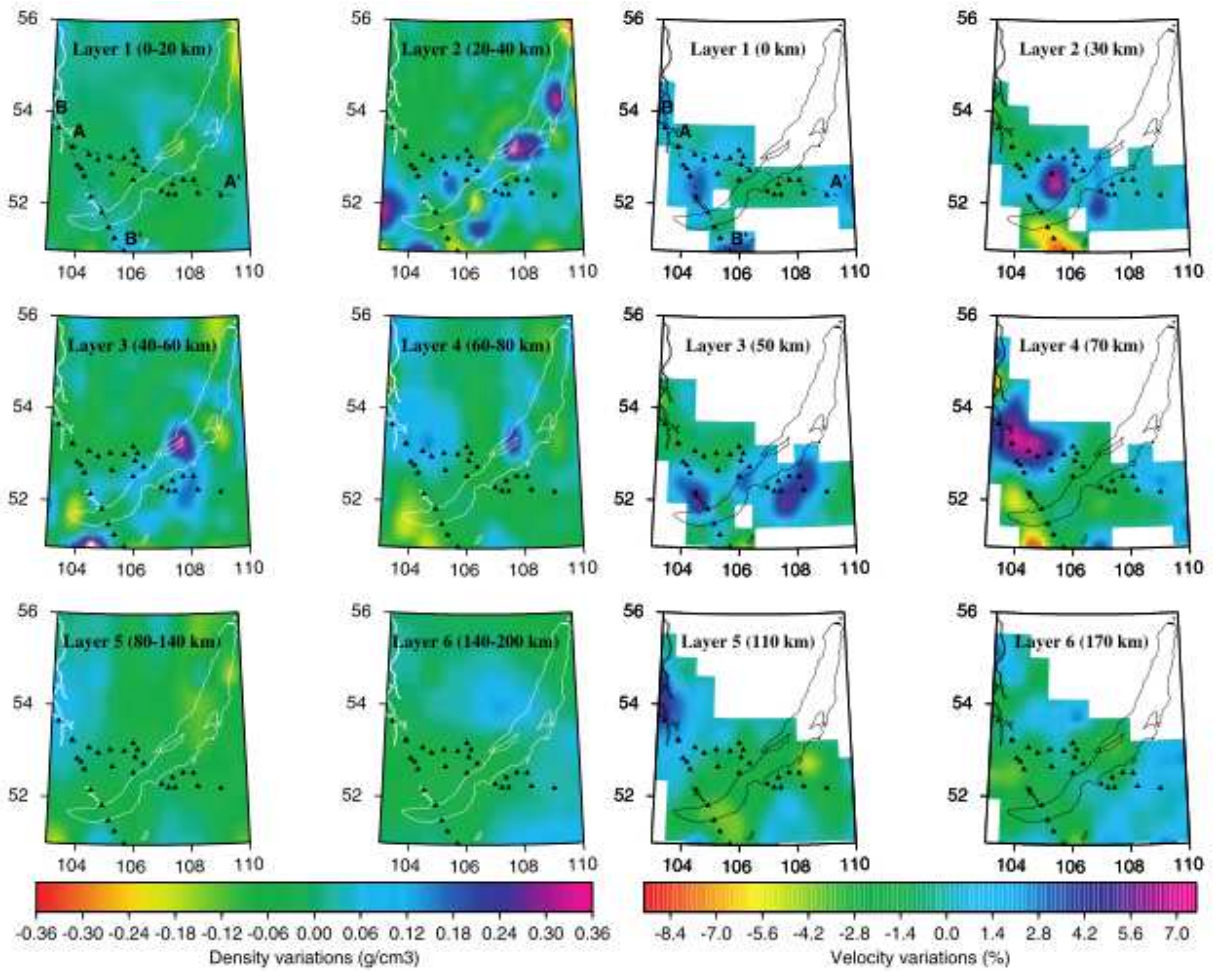


FIG. 2.14: Les modèles de densité (gauche) et de vitesse (droite) obtenus de l'inversion conjointe des différentes couches. D'après Tiberi et al. (2003)

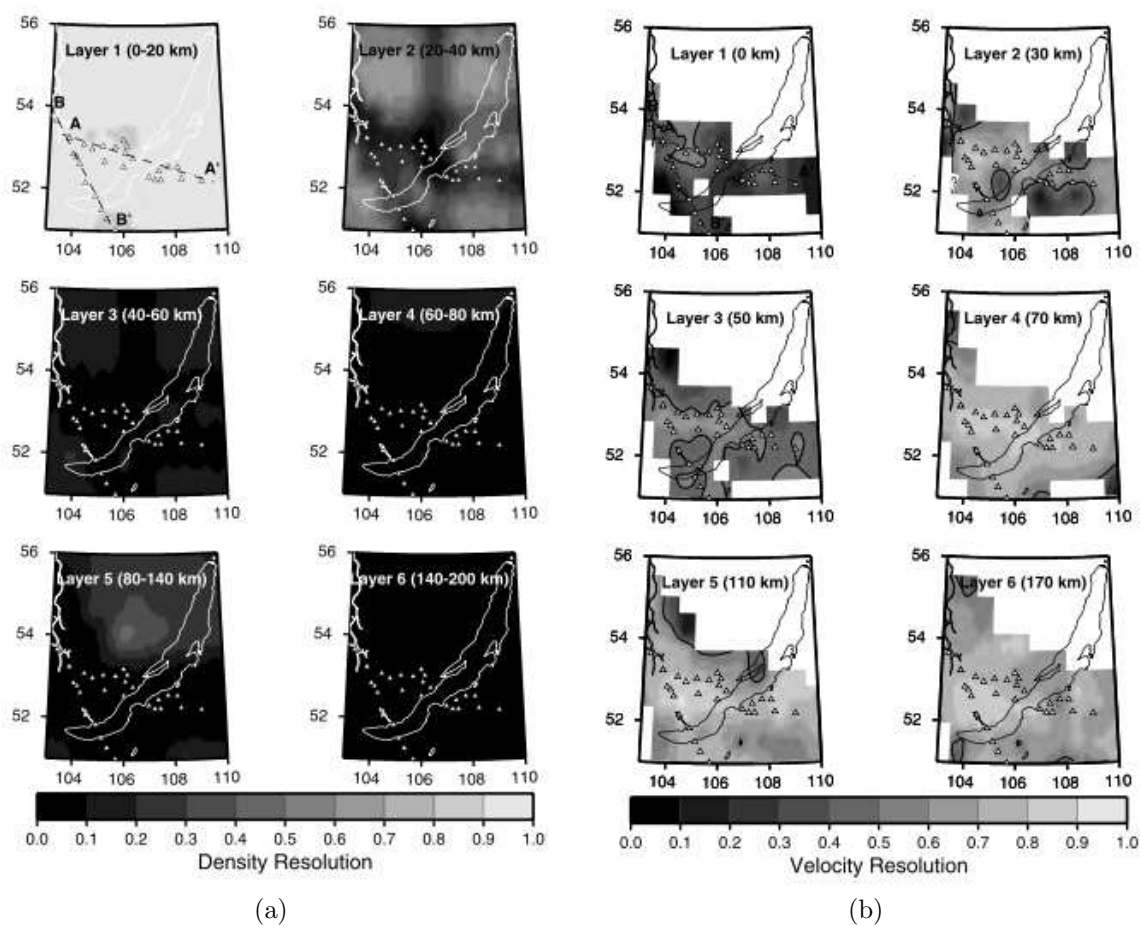


FIG. 2.15: Résolution des paramètres du modèle; (a) de densité et (b) des vitesses sismiques. Les parties éclairées sont mieux résolue et les foncées le sont moins. D'après Tiberi et al. (2003)

−14.88% et +10.59% pour la perturbation des vitesses sismiques. On pourra voir aussi sur la figure 2.15 le degré de résolution des densités et des vitesses.

2.3.3 Paramètres sans relation entre eux

L'inversion conjointe avec paramètres disjoints est la plus délicate des inversions considérées jusqu'à présent. Ces inversions se font sans relation pré-déterminée entre les différents paramètres à inverser. Cependant, quelques travaux ont été réalisés ces dernières années qui ont conduit au développement d'un certain nombre d'algorithmes (e.g. Manglik and Verma 1998; Zhang and Oldenburg 1999; Bosch and McGaughey 2001; Hertrich and Yaramanci 2002; Gallardo and Meju 2007).

Gallardo et al. (2003, 2004, 2005, 2007) ont développé une approche structurale en géométrie 2D. Il s'agit de chercher une fonction qui permet d'évaluer et de quantifier les similarités géométriques entre deux modèles. Ces similarités peuvent se produire en n'importe quelle position et dans n'importe quelle direction dans le modèle. Ainsi à chaque position le changement de géométrie peut se caractériser par deux quantités :

- une amplitude
- une direction spécifique du changement.

La manière dont ces changements sont distribués détermine si les deux modèles (traités comme des images) ont une géométrie similaire ou non. Ces marqueurs peuvent être représentés mathématiquement par les vecteurs gradients des propriétés de chaque modèle. Les différences structurales des deux modèles peuvent être alors quantifiées par la fonction du gradient croisé \vec{t} suivante

$$\vec{t}(x, y, z) = \nabla m_1(x, y, z) \times \nabla m_2(x, y, z) \quad (2.28)$$

où les fonctions $\nabla m_1(x, y, z)$ et $\nabla m_2(x, y, z)$ sont les gradients des propriétés du modèle 1 et du modèle 2, respectivement. Suivant la fonction du gradient croisé, les modèles ont des structures identiques si $\vec{t}(x, y, z)$ est nulle partout. Cette condition implique aussi une colinéarité complète entre les changements simultanés des paramètres des deux modèles (figure 2.16). Cependant, ce qu'on peut déduire de la fonction du gradient croisé (relation 2.28) est qu'il suffit que l'un des gradient des deux modèles soit nul pour que la fonction t soit nulle ce qui donnera l'information fausse d'une ressemblance géométrique.

Dans le cas 2D où les structures sont allongées suivant la direction y , seule la composante de \vec{t} normale à la dimension des structures est non nulle et s'exprime :

$$t(x, z) = \left(\frac{\partial m_1(x, z)}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial m_2(x, z)}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial m_1(x, z)}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial m_2(x, z)}{\partial z} \right) \quad (2.29)$$

Les dérivées partielles de l'équation 2.29 sont transformées en différences

$$t \cong \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{1c}(m_{2b} - m_{2r}) + m_{1r}(m_{2c} - m_{2b}) + m_{1b}(m_{2r} - m_{2c})) \quad (2.30)$$

où les deuxièmes indices c , b et r sont définis sur la figure 2.17. Δx et Δz sont les dimensions horizontale et verticale de la cellule de calcul.

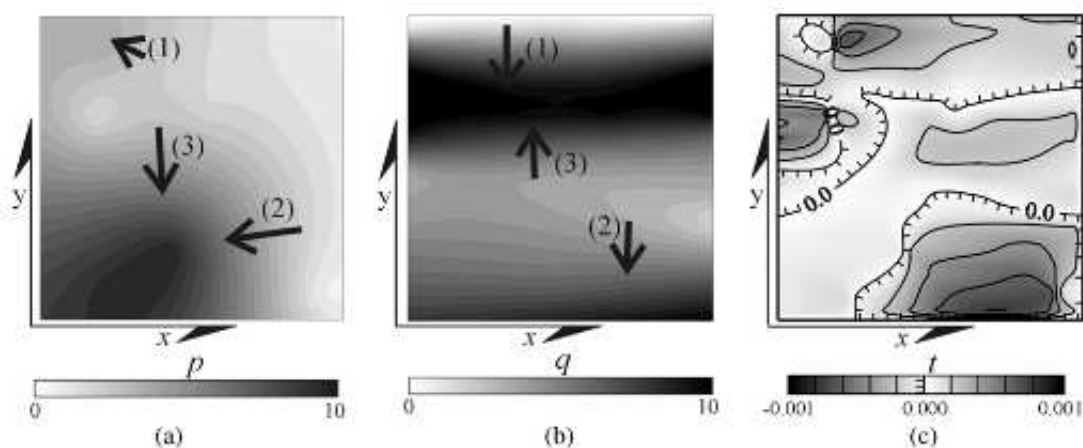


FIG. 2.16: Représentation schématique de la fonction du gradient croisé illustrant la similarité géométrique entre deux images p (a) et q (b). Les vecteurs représentent la valeurs des gradients ainsi que leurs orientations dans les zones correspondantes. Les vecteurs de la position 1 et 2 ont une amplitude significative mais des directions différentes, ils traduisent donc une différence dans leur géométrie structurale. De même le vecteur 3 a une amplitude significative mais par contre de sens opposé, impliquant une similarité structurale. c) représentation des valeurs du gradient croisé. L'échelle grisée est arbitraire allant de 0 à 10. Les valeurs élevées du gradient croisé correspondent aux zones de non similarité géométrique entre les images p et q . D'après Gallardo et al. (2005)

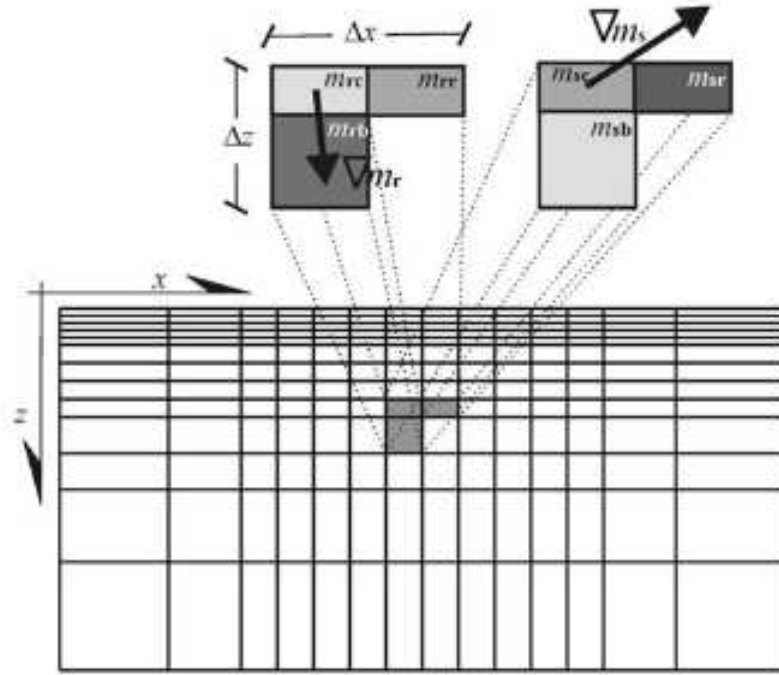


FIG. 2.17: La grille utilisée dans la paramétrisation du modèle en 2D. En haut, on identifie les trois cellules permettant de calculer la fonction du gradient croisé discrète dans n'importe quelle position dans le modèle. Pour faire la liaison avec la relation (2.30) dans le texte, il suffit de remplacer les premiers indices r par 1 et s par 2. D'après Gallardo and Meju (2004)

Gallardo and Meju (2003, 2004, 2007) ont réalisé une inversion conjointe des données de sismique réfraction et des résistivités obtenues par sondage électrique DC (e.g. Gallardo and Meju 2003 et Gallardo and Meju 2004) et par MT (e.g. Gallardo and Meju 2007). La fonction d'ajustement à minimiser sous la condition d'obtenir une fonction du gradient croisé nulle est définie par

$$\begin{aligned} \phi(m_r, m_s) = & [d_r - f_r(m_r)]^T C_{rr}^{-1} [d_r - f_r(m_r)] \\ & + [d_s - f_s(m_s)]^T C_{ss}^{-1} [d_s - f_s(m_s)] \\ & + \alpha_r^2 m_r^T D^T D m_r + \alpha_s^2 m_s^T D^T D m_s \\ & + \begin{bmatrix} m_r - m_{Rr} \\ m_s - m_{Rs} \end{bmatrix}^T C_{RR}^{-1} \begin{bmatrix} m_r - m_{Rr} \\ m_s - m_{Rs} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (2.31)$$

$$\text{si } t(m_r, m_s) = 0 \quad (2.32)$$

où d_r (logarithme des résistivités apparentes) et d_s (temps de parcours des ondes sismiques) sont les données observées. Les quantités $f_r(m_r)$ et $f_s(m_s)$ représentent les logarithmes des résistivités apparentes calculées et les temps de parcours calculés, respectivement. C_{rr} est la matrice de covariance des résistivités et C_{ss} la matrice de covariance pour les temps de parcours. D est la matrice de lissage, α_r et α_s sont les facteurs de poids qui permettent de maintenir le degré de lissage nécessaire pour chaque modèle. m_{Rr} et m_{Rs} sont les modèles à priori pour les résistivités et les temps de parcours avec une matrice de covariance C_{RR} . La fonction à minimiser (relation 2.31) est une fonction non linéaire des paramètres du modèle et du gradient croisé. La solution est obtenue par linéarisation et par un processus itératif.

Gallardo and Meju (2007) ont étendu le concept à un développement mathématique d'inversion conjointe de plusieurs types de données, à laquelle ils ont donné le nom d'inversion d'image géospectrale. L'idée principale consiste à supposer que la subsurface peut être décrite intégralement par de multiples propriétés. Ces propriétés caractérisent des différents matériaux. Chacun de ces paramètres peut être découplé et représenté par une image caractéristique de celui-ci (figure 2.18). Inversement, l'auteur suppose que la subsurface est constituée de l'ensemble de tous ces paramètres individuels. L'image géospectrale est alors l'intégration de plus de deux de ces paramètres dans une seule image globale de la subsurface.

2.3.4 Exemples d'applications

Un certain nombre d'applications ont été réalisées pour valider l'algorithme du gradient croisé proposé par Gallardo and Meju (2003, 2004); Gallardo et al. (2005); Gallardo and Meju (2007) entre temps de parcours des ondes sismiques et les données de résistivité obtenues par sondage DC (e.g. Gallardo and Meju 2003, 2004; Gallardo et al. 2005) et entre données MT et sismique (e.g. Gallardo and Meju 2007). Les auteurs ont simulés les données sismique et MT pour le modèle représenté sur la figure 2.19a.

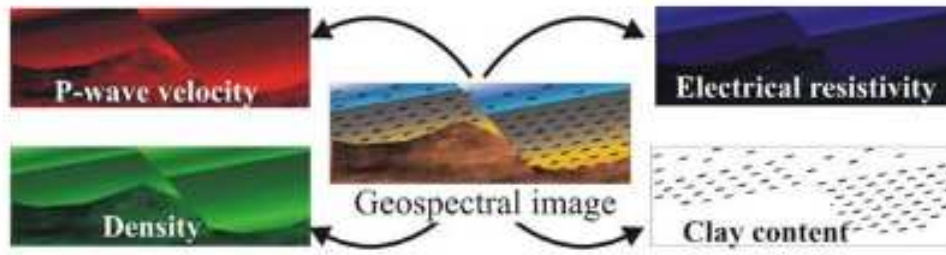


FIG. 2.18: La conception de l'image géospectrale et son découpage à plusieurs images individuelles. Ces dernières caractérisent les mêmes structures de la subsurface. D'après Gallardo and Meju (2007)

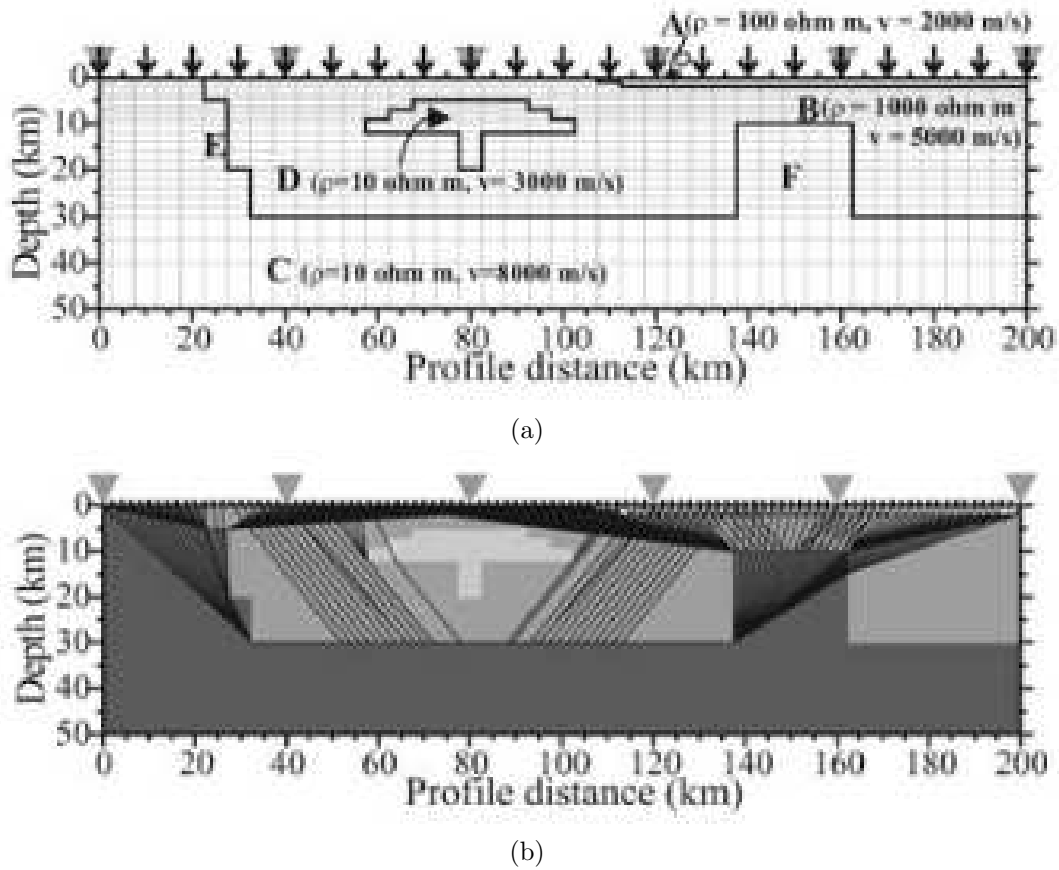


FIG. 2.19: a) Modèle utilisé pour la simulation de donnée synthétique MT et sismique. Les chiffres représentent les vitesses V_p et les résistivité ρ de chaque unité de structure notées de A à F dont les limites sont marquées par des lignes épaisses. Les triangles inversés représentent les sites sismiques et les flèches représentent les sites MT. La grille en traits fin présente le maillage utilisé dans le calcul. b) la couverture par la sismique du modèle montré en (a). On voit que l'unité D n'est pas couverte par la sismique. D'après Gallardo and Meju (2007)

Le modèle comporte six domaines. Ces derniers se rapprochent de la réalité géologique en terme de valeur de résistivité et de vitesse sismique et de géométries. La première structure (noté A dans la figure 2.19a) représente un bassin sédimentaire, l'unité B est la croûte, l'unité C est le manteau supérieur, l'unité D est un réservoir isolé ou une chambre magmatique, l'unité E est une faille avec un pendage et l'unité F est une remontée du manteau supérieur dans la croûte. Un total de 21 sites MT et 6 points de tir ont été simulés. Les données générées pour la MT sont les résistivités apparentes et les phases pour les deux modes TE et TM . Au total 22 fréquences ont été calculées à chaque site allant de 0.01 à 150 Hz. Pour la sismique, 101 géophones ont été simulés pour enregistrer les temps de parcours des ondes sismiques placés tous les 2 km. Un bruit Gaussien de 5%, 2.5° et 0.1s a été rajouté aux résistivités apparentes, aux phases et aux temps de parcours, respectivement. Les auteurs ont inversé tout d'abord les données sans la contrainte du gradient croisé ce qui revient à faire une inversion séparée. Le modèle initial pour la MT est un modèle homogène de résistivité $10 \Omega.m$ et $8000 m.s^{-1}$ pour les vitesses sismiques. Dans un deuxième temps, les mêmes données ont été inversées conjointement avec la contrainte du gradient croisé et les résultats ont été comparés avec ceux de l'inversion séparée. Le résultat de l'inversion séparée ainsi que celui de l'inversion conjointe sont représentés sur la figure 2.20. On peut

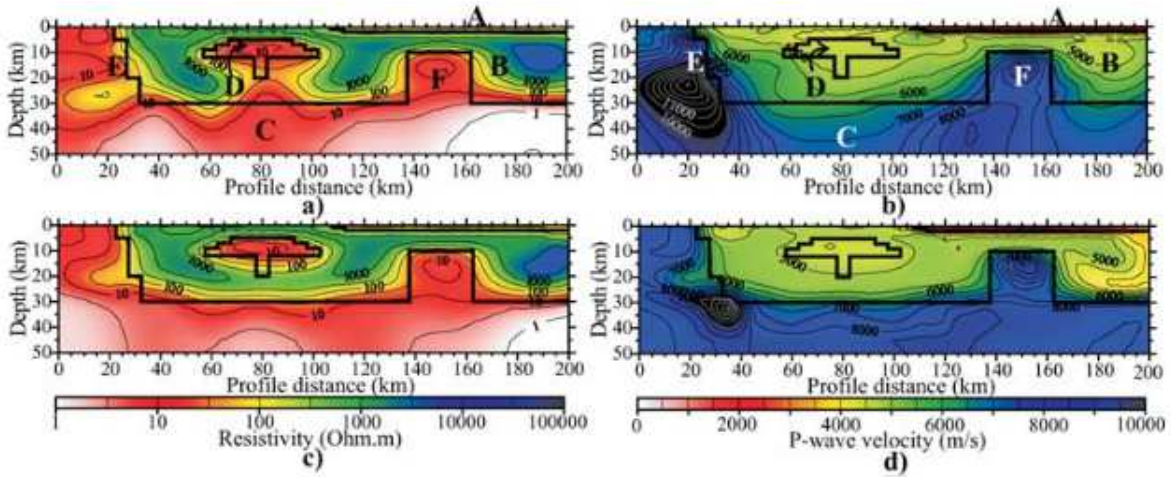


FIG. 2.20: a) Modèle de résistivité obtenu de l'inversion séparée de la MT. b) Modèle de vitesse obtenu de l'inversion séparée de la sismique. c) et d) sont les modèles de résistivité et de vitesse obtenus de l'inversion conjointe de la MT et de la sismique, respectivement. D'après Gallardo and Meju (2007)

constater clairement sur la figure 2.20c et 2.20d l'apport de l'inversion conjointe avec la contrainte du gradient croisé par rapport à l'inversion séparée (figure 2.20a et 2.20b). L'interface entre les unités B et C est bien définie, la limite inférieure de l'unité D (uniquement dans le modèle de résistivité) est bien résolue et l'atténuation de l'artéfact présent dans l'inversion séparée (situé entre la position 5 et 30 km et à une profondeur moyenne de 30 km). Par contre, on remarque l'apparition d'un autre artéfact sur le côté droit de la structure B, de faible vitesse sismique et de forte résistivité, et cela dans les deux modèles (figure 2.20c et 2.20d). La figure 2.21 montre les différences

entre les modèles initiaux (d'origines) et les modèles obtenus de l'inversion séparée (figure 2.21a et 2.21c) de même que ceux obtenus de l'inversion conjointe (figure 2.21b et 2.21d). Les figures 2.21e et 2.21f présentent la fonction du gradient croisé calculée pour l'inversion séparée et l'inversion conjointe, respectivement. Cette fonction traduit

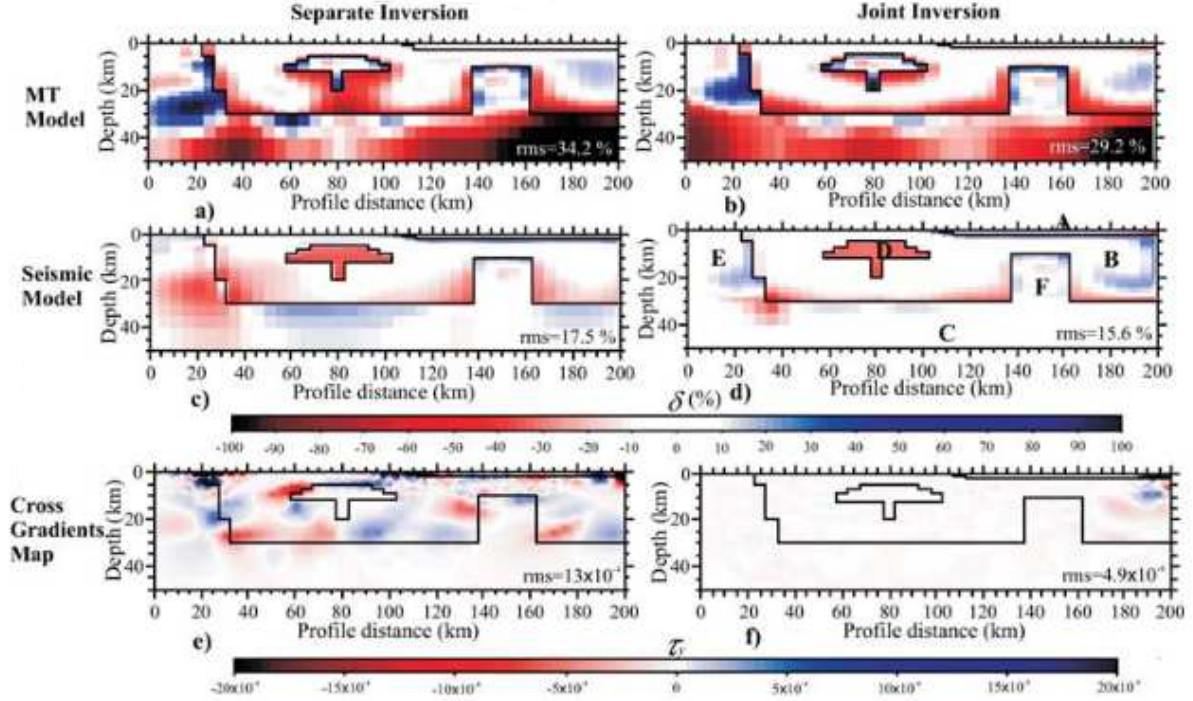


FIG. 2.21: a) et b) représentent les différences entre le modèle synthétique d'origine de résistivité et celui obtenu par l'inversion séparée et conjointe, respectivement. c) et d) montrent également les différences correspondants au modèle sismique initial et celui obtenu après inversion séparée et conjointe, respectivement. La représentation graphique de la fonction du gradient croisé (t ou τ) traduisant la similarité géométrie entre le modèle de résistivité et de vitesse pour l'inversion séparée (e) et l'inversion conjointe (f). Les similarités géométriques se manifestent par la couleur blanche et de plus en plus que les structures ne présentent pas des similarités structurales, la valeur de la fonction $|t|$ augmente et sa couleur s'éloigne ainsi du blanc. D'après Gallardo and Meju (2007)

la similarité des différentes structures évaluées par la fonction t (eq. 2.28). Dans cette figure, les différences dans les structures augmentent avec la valeur de la fonction $|t|$. En comparant les figures 2.21e et 2.21f, on remarque qu'en effet l'inversion conjointe avec gradient croisé conduit à des structures similaires entre les deux modèles. Cependant, l'unité D n'est pas résolue par la sismique (figure 2.19b) et sa valeur du gradient croisé est très faible (figure 2.21f) ce qui laisse entendre qu'une bonne similarité géométrique existe entre les deux modèles. A partir de là, on voit bien que l'interprétation et le choix du modèle final de résistivité et de vitesse reste difficile : quel est le modèle final à prendre en compte dès l'instant où la contrainte du gradient croisé est satisfaite bien que les deux méthodes n'imaginent pas la même structure tout en satisfaisant les

données. Cela confirme bien ce qui était dit dans la section 2.3.3.

Gallardo and Meju (2007) ont également testé l'algorithme d'inversion conjointe géospectrale. L'inversion a été réalisée sur des données (sismique, magnétique et son-
dage électrique DC) acquises dans le champ du Punitas dans la région de Ensenada au Mexique (figure 2.22).

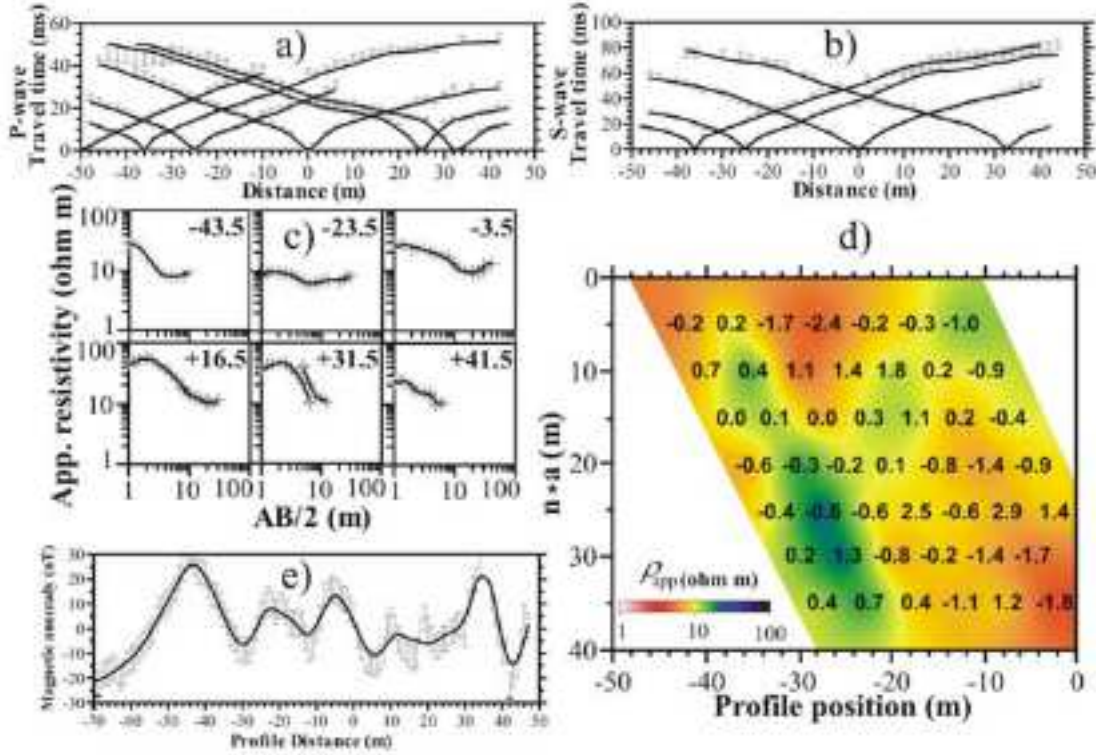


FIG. 2.22: Les données géophysiques utilisées pour l'imagerie géospectrale. a) et b) sont respectivement les temps de parcours des vitesses sismiques P et SH . c) et d) sont les résistivités obtenues par le sondage VES, où les chiffres indiquent le centre du dispositif, et les résistivités obtenues par un dipôle-dipôle, respectivement. e) sont les données magnétiques. D'après Gallardo and Meju (2007)

Dans un premier temps, les données ont été inversées individuellement sans inclure la contrainte du gradient croisé. Le modèle de départ pour la sismique est un modèle où les vitesses V_p et V_s augmentent en fonction de la profondeur. Des milieux homogènes ont été considérés pour les résistivités et l'aimantation. Le résultat de l'inversion des données individuelles est présenté sur les figures 2.23a, 2.23c, 2.23e et 2.23g. Les modèles des vitesses (P et S) et de résistivité présentent des similarités structurales visibles, alors que le modèle d'aimantation présente des structures très différentes. Les données ont été ensuite inversées simultanément avec la contrainte du gradient croisé. Les modèles initiaux sont les mêmes que pour les inversions individuelles et les mêmes facteurs de régularisations ont été utilisés. Les résultats de l'inversion conjointe sont représentés sur les figures 2.23b, 2.23d, 2.23f et 2.23h. Les écarts obtenus entre données

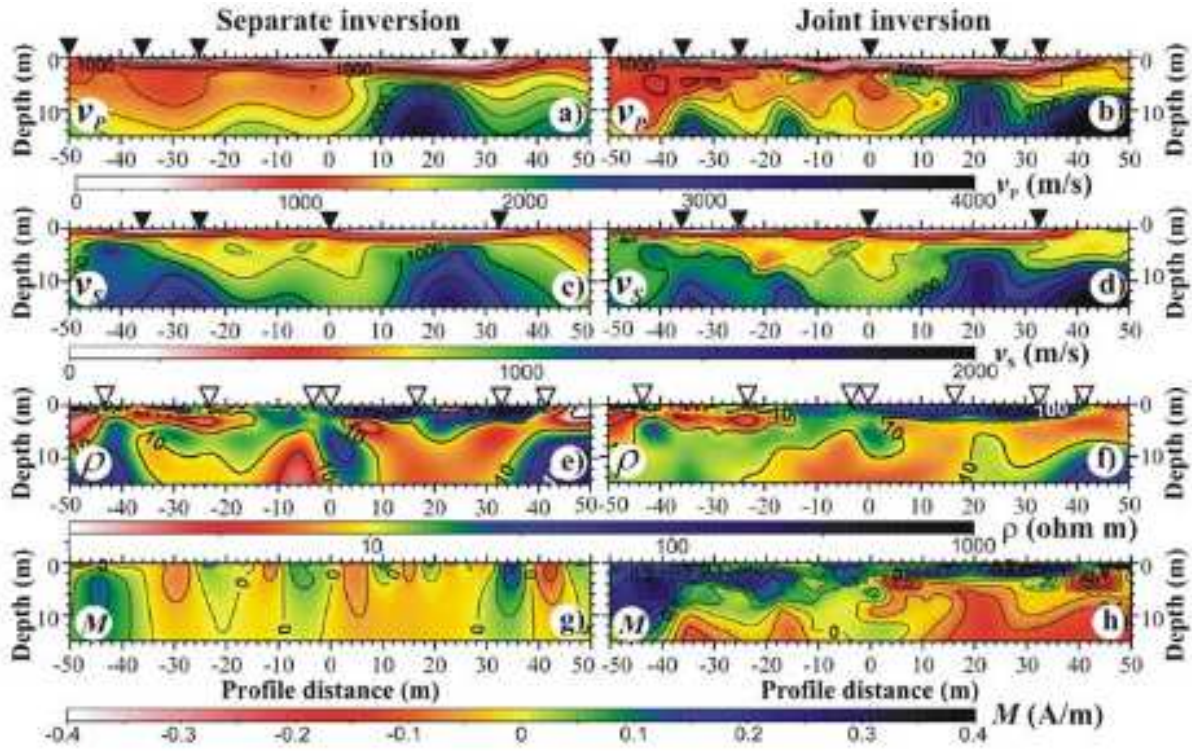


FIG. 2.23: Résultats de l'inversion de l'image géospectrale. a) le modèle de vitesse V_p , c) le modèle de vitesse V_s , e) le modèle de résistivité et g) le modèle de l'aimentation. a), c), e) et g) sont les modèles obtenus par l'inversion individuelle des données et les modèles b), d), f) et h) sont leurs correspondant obtenus par l'inversion conjointe. D'après Gallardo and Meju (2007)

et modèles sont 25 % plus grand que ceux obtenus par l'inversion séparée. Cependant, les modèles pour cette inversion présentent des caractéristiques de ressemblance plus importantes que dans le cas de l'inversion individuelle. Les modèles de vitesses ne sont significativement différents (figure 2.23*b* et 2.23*d*). Un net changement est cependant visible sur le modèle de l'aimantation. Ce modèle présente maintenant des structures similaires aux autres modèles (figure 2.23*h*). Par contre aucune explication n'est donnée pour le changement observé dans le modèle de résistivité entre les deux types d'inversion. Comment se fait-il que le modèle de résistivité obtenu après inversion conjointe est si différent de celui obtenu par l'inversion séparée ? Cette question n'a pas de réponse dans les travaux de Gallardo and Meju (2007).

2.4 Conclusion

J'ai essayé dans ce chapitre de faire le point sur ce qui est fait en inversions conjointes d'une manière générale. J'ai porté une attention particulière aux méthodes électromagnétiques. Un découpage en deux grandes classes d'inversions est proposé. Ce découpage est basé par rapport aux paramètres à inverser, s'ils sont de même nature ou non. Dans les inversions avec différents paramètres, on retrouve les inversions conjointes dont les paramètres sont reliés par une ou plusieurs relations directes dans un même modèle. Ce type d'inversion n'est possible que pour quelques méthodes bien spécifiques comme la gravimétrie et la sismique pour lesquelles des relations existent entre les vitesses sismiques et les densités. Plus récemment, nous avons vu l'émergence d'un nouveau type d'inversion conjointe où les paramètres à inverser n'ont pas de relation directe. Ce type d'inversion est plus difficile à réaliser car il n'existe pas de relation directe entre les paramètres.

Nous avons vu aussi dans ce chapitre des applications sur des données synthétiques et sur des données réelles. Malgré le peu d'applications existantes, nous avons pu remarquer l'apport des méthodes conjointes. Les algorithmes fonctionnant avec des relations directes entre les paramètres sont plus nombreux mais ils restent applicables pour des méthodes bien spécifiques. D'autre part, ces inversions ne sont pas souples et imposent une contrainte qui n'est pas toujours justifiée. Lorsque les inversions conjointes pour lesquelles les paramètres ne sont pas liés par une relation directe mais liés par une contrainte de type géométrique (eg. la contrainte du gradient croisé), des similarités géométriques entre les modèles sont nécessaires et une ressemblance géométrique est imposée. Nous avons vu aussi que cette contrainte du gradient croisé est vérifiée même dans les structures non similaires ou dans le cas où le gradient de l'un des modèles est nul. Bien que cette contrainte soit très utile dans l'évaluation des similarités géométriques, son amélioration sera un élément indispensable pour devenir encore plus crédible. A présent et avec toute les avancées faites dans le domaine des méthodes conjointes, il reste encore beaucoup de chose à réaliser surtout dans le développement de méthodologie qui donne une liberté maximale aux modèles et qui permet en parallèle d'évaluer les similarités géométriques.

Chapitre III

Méthodologie

Chapitre 3

Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

3.1 Introduction

L'inversion des données géophysiques est devenue assez commune dans la fin de la chaîne de traitement avant l'étape de l'interprétation des données. Cependant, il est devenu impératif d'utiliser différents types de données dans une même étude pour améliorer les modèles finaux obtenus. Jusqu'à présent, plusieurs interprétations conjointes ont été menées avec différentes données pour mieux expliquer la géologie (e.g. Hautot et al. 2007). Néanmoins, ces interprétations restent visuelles et il y a rarement interaction entre les différentes données. Pour cette raison, il est nécessaire de développer des méthodes d'imageries géophysiques dans lesquelles les données sont modélisées simultanément dans une même approche. C'est le but principal de ce chapitre qui décrit la méthodologie d'inversion conjointe entre les données MT et gravimétrie. C'est un article soumis à *Geophysical Journal International* (Abdelfettah Y., P. Tarits, S. Hautot and M. Maia).

3.2 Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

3.2.1 Summary

A new algorithm is presented for joint inversion of magnetotelluric (MT) and gravity data. We show that the joint electrical resistivity and density inversion improves significantly the final resistivity model and provide a density model. The gravity data are included into the inversion procedure after a preliminary MT model was obtained. This MT model was used to build a preliminary density model. The joint inversion did not rely on explicit relationships between the resistivity and the density. The algorithm is tested on 2-D synthetic examples and was validated on field data obtained in Turkana, Northern Kenya.

Keywords : Magnetotelluric, gravity, joint inversion, geometrical constraint, structural approach

3.2.2 Introduction

Understanding geology from geophysical investigation needs information obtained from different data set. The purpose of joint inversion is to quantitatively combine observables of different nature in order to derive mathematically a single physical model of the earth. Hence the inherent limitation of a single geophysical method may be reduced using the joint inversion approach. Joint inversion is a step forward to quantitatively combine data of different nature. Much attention is given to this question (e.g. Vozoff and Jupp 1975; Sasaki 1989; Misiek et al. 1997; Zeyen and Achauer 1997; Zhang and Oldenburg 1999; Pianelo et al. 2000; Tondi et al. 2000; Dell-Aversana 2003; Tiberi et al. 2003; Moorkamp et al. 2007; Candansayar and Tezkan 2008) with application to magnetotellurics (MT) (Monteiro et al. 2006, 2007; Gallardo and Meju 2007). The works published about joint inversion methods demonstrates the efficiency of the approach in earth studies (Sasaki 1989; Tiberi et al. 2003; Monteiro et al. 2006, 2007; Gallardo and Meju 2007; Moorkamp et al. 2007; Candansayar and Tezkan 2008). The problem is often solved with a priori knowledge of some physical relationships between the parameters controlling the geophysical data such as velocity vs density (e.g. Tiberi et al. 2003; Monteiro et al. 2006) to reduce the number of acceptable models (e.g. Moorkamp et al. 2007).

With data of different nature, the most important problem for the joint inversion is to define how to link parameters. Analytical formulation between for instance seismic velocity and density or electrical resistivity and density are seldom and very specific (e.g. Lines et al. 1988; Tondi et al. 2000; Afnimar et al. 2002; Roecker et al. 2004; Monteiro et al. 2006). The final models obtained with this type of inversion methods are strongly dependent to the physical relationship. Moreover, while the relationship between density and seismic velocity instance is generally sound, there are not necessarily

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

obvious relations between density or velocity and electrical resistivity.

In contrast, physical parameters may be sought assuming that they share the same structural changes at the same geological interfaces. Geometric conditions are included in the same global sensitivity analysis and are inverted jointly to match these constraints (Gallardo and Meju 2004, 2007). With this idea in mind, Gallardo and Meju (2007), for instance, have proposed to invert seismic, gravity and electromagnetic data for parameters (here velocity, density, electrical resistivity) with an approach based on a cross gradient technique to constraint the geometry similarities. This function compels the parameters to vary strictly in the same direction. There are situations where the cross gradient constraint may be null, independently from the structure. This problem may arise when only one geophysical method only provides the model constraints (e.g. Gallardo and Meju 2007). While any approach has its weakness, they all show the advantage of joint inversion in modeling and resolution improvements of the final models (e.g. Monteiro et al. 2006; Moorkamp et al. 2007; Jegen et al. 2009).

Joint inversion is still an emerging domain and much work is needed to propose general flexible algorithms able to handle a variety of data sets, not mentioning data set of widely different volume (ie seismic vs all other methods). In order to progress in the understanding of these problems of multiple parameters analysis, we developed a new approach to combine different types of data with a definition function between parameters. In this paper, we present a solution for the joint inversion of MT and gravity data. The inversion scheme concept presented here is quite general and may handle various types of joint inversion. Here, we tested the approach on 2-D synthetic models then on field data from the African Rift in Turkana region, Northern Kenya (Abdelfettah et al., in preparation).

3.2.3 Joint inversion formulation

The joint inversion of different types of data is stable when tight relationships between the parameters are used. With this constraint, the starting model for all parameters is not, in principle, defined to satisfy some specific characteristics for each parameters. The concept of weakly constrained joint inversion cannot be applied as such. A preliminary model (PM) for at least one parameter must be obtained first. Then some a priori general relationships are set between parameters and the other data are used i) to improve the model and ii) to find acceptable models for the new data sets. This idea may be quantified with the introduction of a condition function based on the PM and some general rules to estimate starting models for the additional data sets. A preliminary model for one data set, namely an imaging technique, must be sought in order to define a background for the additional data set. The approach is tested on MT and gravity data. The MT data are first inverted to obtain the preliminary resistivity model PRM. The gravity data are then introduced in the inversion algorithm with a geometrical condition function (GCF) that enabled to set gravity values in relation to the PM. The GCF defines the link between resistivity and density parameters :

$$\psi(m_{rP}) = m_{dP} \quad (3.1)$$

Chapitre3. Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

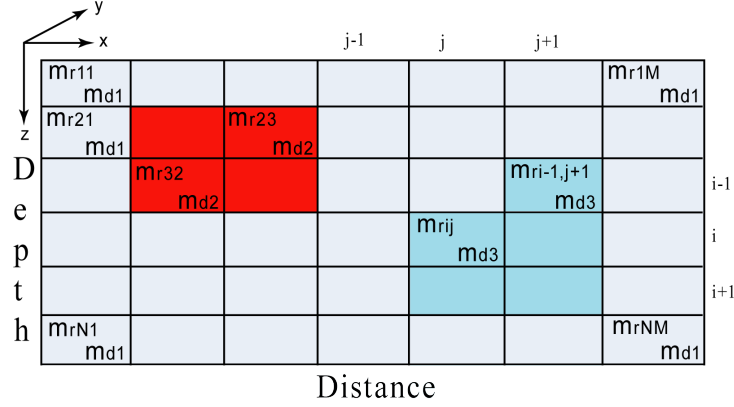


FIG. 3.1: Model parametrisation and geometrical constraint defined by the GCF. In this example, the GCF gathers the resistivity parameters in a limited number of domains (here 3 domains). The 2-D grid is depicted by the horizontal and vertical lines. The parameters $m_{r\ ij}$ and $m_{d\ k}$ are the resistivity of the ij^{th} bloc and the density value of k^{th} domain, respectively

where m_{rP} and m_{dP} are the PRM and the density model DM respectively. The GCF is a constraint that compels the parameters variation to occur in the same domains (figure 3.1).

Because data of different nature are controlled by different settings, boundary conditions and resolution, the inverse solution is mapped on two different grids. The first (or inner) grid is specific to the forward code used to generate a given set of data. The outer grid is common to all data and parametrizes the medium to be imaged. The inversion itself consists of minimizing a multiple misfit function between the data and the models responses. The minimisation (Tarits 1989) is based on a steepest descent technique (e.g. Beiner 1970). The parameter space of the function to be minimized is explored until a direction of descent is found. Because the derivatives of the function are not calculated, the function itself is called for each iteration and all differences in the parameters space are stored until the descent is found. The algorithm calls the forward MT and gravity solvers at every iteration. For the joint inversion, the vector parameter contains the M density and M resistivity values. The search strategy starts with the density sub-vector then the resistivity sub-vector until the first global descent is found. The parameters are then interlaced and both misfits are continuously minimised.

The first step of the inversion started with the MT data alone to obtain the PRM. The PRM is used to obtained the DM using a given GCF. In the examples presented in this study, arbitrary density values are assigned to the domains defined by $\psi(m_{rP})$. In the practice, for each resistivity domain, we assigned one density value. Both PRM and DM are then used as a starting solution for the joint inversion.

The joint misfit function $\chi(m_r, m_d)$ consists of observed and calculated MT (m_r) and gravity data (m_d) with a smoothness term. The function $\chi(m_r, m_d)$ contains both

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

MT misfit $\chi_{mt}(m_r)$ and gravity misfit $\chi_g(m_d)$:

$$\chi(m_r, m_d) = \chi_{mt}(m_r) + \chi_g(m_d, \psi) \quad (3.2)$$

where $\psi(m_{rP})$ is the GCF between MT and gravity models (eq. 1). The MT and gravity misfits are respectively defined by :

$$\chi_{mt}(m_r) = [d_r - f_r(m_r)]^T C_r^{-1} [d_r - f_r(m_r)] + \lambda_r (S_r m_r)^T (S_r m_r) \quad (3.3)$$

$$\chi_g(m_d) = [d_d - f_d(m_d)]^T C_d^{-1} [d_d - f_d(m_d)] + \lambda_d (S_d m_d)^T (S_d m_d) \quad (3.4)$$

where d_r and d_d are the measured data vector for MT and gravity. Their components are the complex MT impedance and the gravity anomalies respectively. The term $f_r(m_r)$ is the MT forward solution and C_r is the MT variance. The term $f_d(m_d)$ is the gravity forward solution and C_d is the gravity covariance matrix. The last term in the right-hand side of eqs. 3-4 is the smoothness for resistivity and density models respectively, times a damping parameter λ .

3.2.4 Synthetic tests

For testing purpose, we developed a two-dimensional (2-D) algorithm. The forward solution $f_r(m_r)$ is obtained by solving Maxwell's equations with a 2-D finite difference scheme (Tarits 1989). The strike direction is y in a normal (x, y, z) orthogonal system. The model is subdivided into several prisms (figure 3.1). The total MT misfit for $\lambda_r = 0$ is :

$$\chi_{mt}(m_r) = \sum_{is=1}^{nst} \sum_{ip=1}^{np} \left\{ \left| \frac{Z_{ij}^{O \text{ } TE} - Z_{ij}^C(m_r) \text{ } TE}{\sigma_{ij \text{ } TE}} \right|^2 + \left| \frac{Z_{ij}^{O \text{ } TM} - Z_{ij}^C(m_r) \text{ } TM}{\sigma_{ij \text{ } TM}} \right|^2 \right\} \quad (3.5)$$

where Z is MT impedance. The index O and C are respectively the observed and calculated impedance for both TE and TM modes. The values nst and np are the number of sites and the number of periods respectively. The term σ is the standard deviation for the both modes. The smoothness constraint S_r is defined by

$$S_r(m_r) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=i+1}^N (m_{r_i} - m_{r_j})^2 \quad (3.6)$$

Where N is the number of parameters and m the log-resistivity.

The gravity model responses $g^c(m_d)$, is obtained at a given site at the earth surface from the total gravity attraction generated by all different domains (e.g. Talwani 1973) (figure 3.1). The gravity misfit $\chi_g(m_d)$ without the smooth constraint is :

$$\chi_g(m_d) = \sum_{i=1}^M \left(\frac{g_i^O - g_i^C(m_d)}{\sigma_{g \text{ } i}} \right)^2 \quad (3.7)$$

M is the number of data points, σ_g is the standard deviation of measured gravity data and g^O is the observed gravity anomalies. The gravity smoothness constraint S_d

Chapitre3. Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

is similar to relation 3.6 with m the density contrast. We applied this algorithm to two synthetic models. The first synthetic example (Model 1) contains one conductive structure (light density structure) embedded in the homogeneous half space. The second model (Model 2) contains four structures embedded in the homogeneous half space. Model 1 is a simplified geological model of 11x8 km in the x , z directions and infinite in the y direction. The model contains a structure 1.5 x 4 km of resistivity 50 $\Omega.m$ and density 2.55 g/cm^3 , embedded into a 300 $\Omega.m$, 2.67 g/cm^3 uniform half space (figure 3.2).

MT data were simulated at five sites spaced horizontally every 2 km across the structure. Both TE and TM modes data were generated in the period range 0.007 – 1024 s and used in the inversion process. A total of 60 gravity points was generated every 0.2 km along the same profile. An amount of 3 % of Gaussian noise was added to the synthetic MT data. The first step was to run the MT inversion alone. This inversion was run with 120 parameters corresponding to the grid presented in Figure 2. The result is shown in figure 3.3. The mean background resistivity is recovered as

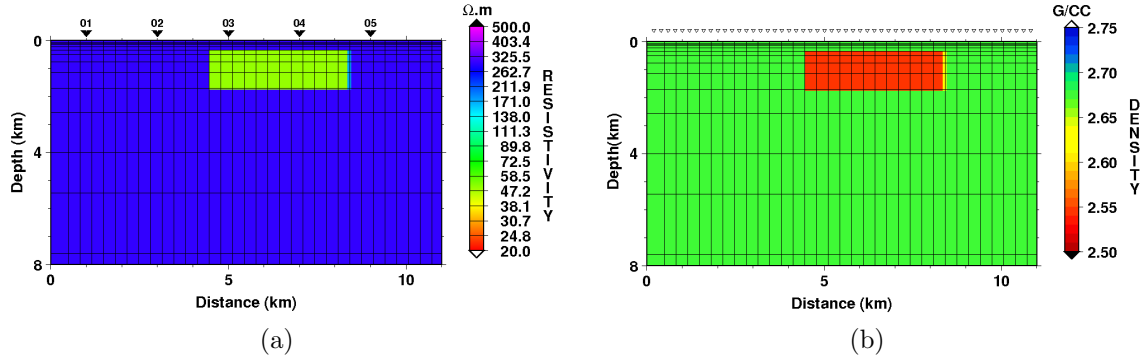


FIG. 3.2: Model 1 used to generate synthetic MT (a) and gravity (b) data. The triangles are the MT sites and the gravity points respectively. The vertical and horizontal line defines the inversion grid.

well as the top and lateral limits of the structure. However the bottom anomaly is not well resolved, a well-known problem in MT inversion. This MT model becomes the starting model PRM (m_{rP}). The main features observed in the MT model (figure 3.3) define the GCF, namely the background and the central structure. In this example, we refined the GCF to adjust to the generating model (figure 3.2) and the central structure was subdivided into two domains (figure 3.3). Hence, three density values are set in the GCF to generate the m_{dP} model from m_{rP} . The joint inversion was run with the synthesized gravity data included and the number of parameters sought is now 123. The results are shown in figure 3.4. Note the improvement in the resistivity model (figure 3.4a) compared to the PRM (figure 3.3). The conductor is now well resolved. All borders, including the bottom limit are correctly recovered. The resistivity background is also resolved and is more homogeneous than for the inversion with the MT data alone. The gravity model also is well resolved and the density anomaly contrasts are accurately determined (figure 3.4b). The variations of the electrical resistivity and the density according to the number of iterations during the inversion process are shown in

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

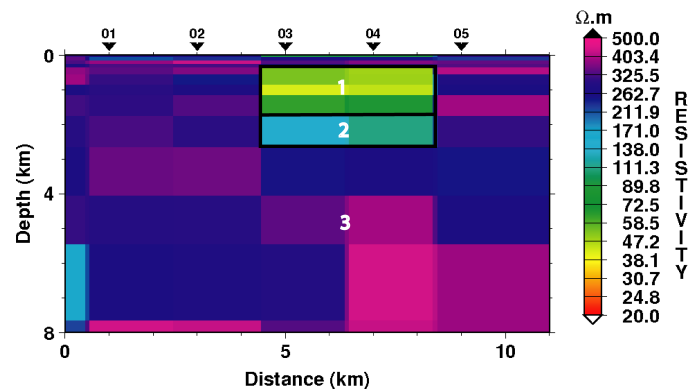


FIG. 3.3: MT inversion alone. Result for the synthetic model 1. Labels 1 – 3 define the GCF constraint for 3 domains. See text for details.

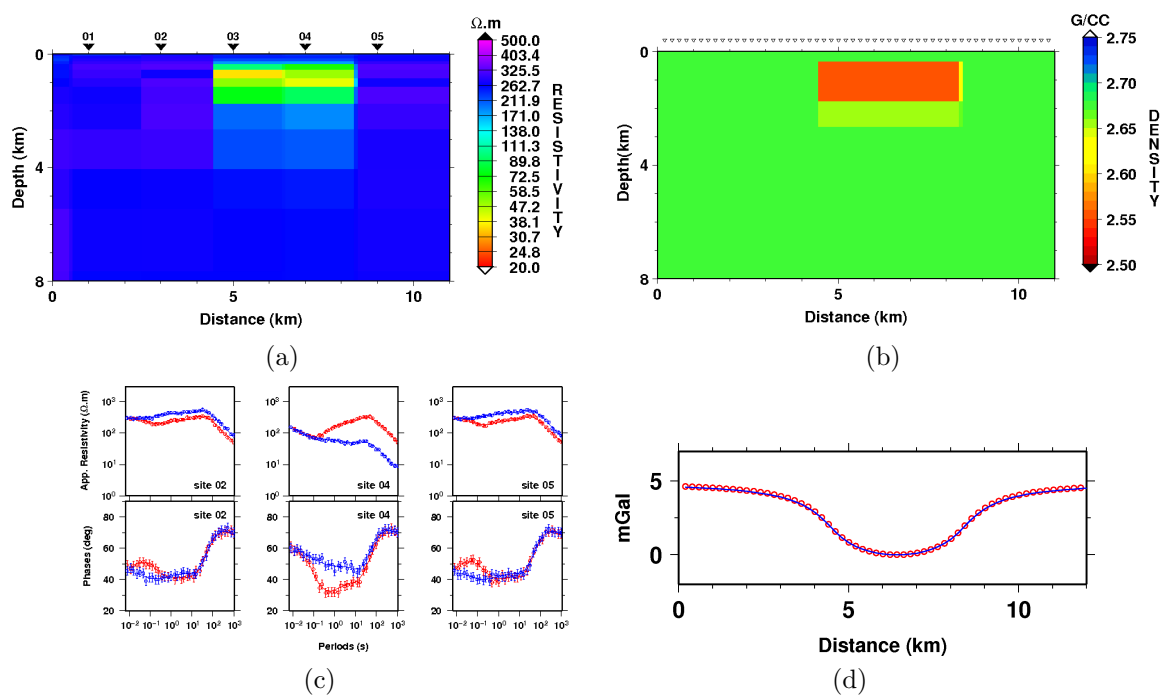


FIG. 3.4: Joint inversion results. a) Final resistivity model. b) Final density model. c) Apparent resistivity and phase fit obtained AT 3 MT sites. The vertical bars are the data uncertainties ; d) Gravity anomaly obtained from b). Red circles are the synthetic data and the blue line is the model response

Chapitre3. Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

figure 3.5. In zone 1 the density values vary first, decreasing the gravity misfit toward a local minimum. The total misfit also decreases whereas the MT misfit does not change. This behaviour results from the small number of density values. Subsequently, in zone 2, the MT misfit decreases while the gravity misfit does not change. The algorithm no longer changes density and attempt to optimize the resistivity parameters. In zone 3, both MT and gravity misfits changes and decreases simultaneously to converge at the end of the inversion process. We also observe that the resistivity and density vary differently to recover the correct parameter distribution. Note that the gravity misfit decreases abruptly because there are only three gravity parameters (figure 3.5a). The change in one parameter influences clearly the other. The resistivity misfit increased during a series of iterations (figure 3.5c) after the large change in density because of a rapid change.

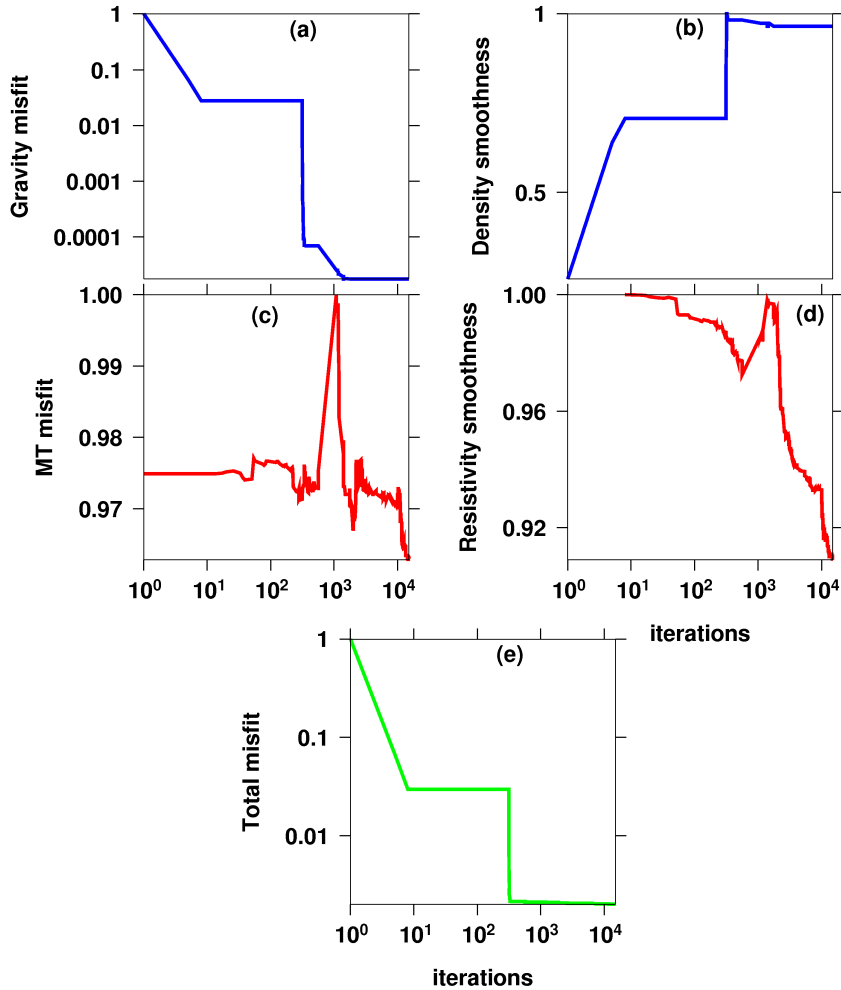


FIG. 3.5: a) Gravity misfit and (b) Density smoothness versus the number of iteration . c) MT misfit and (d) resistivity smoothness. e) Total misfit. Numbers 1-3 defines three zones discussed in the text.

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

Model 2 (figure 3.6a) contains more complicated structures than Model 1. The size of model 2 is $20 \times 20 \text{ km}$. Four structures were embedded in a homogeneous layer on top of a $10 \Omega.m$ half space. The size of the bodies, their resistivity and density values are of the order of structures found some upper crust environment (e.g. Whaler and Hautot 2006; Hautot et al. 2007). The background is resistive and has a crustal density. The upper structure has resistivity and density values comparable to subsurface sediments. The embedded structures simulate reservoirs of low conductivity and density (figure 3.6a). The bottom of the model has values in agreement with a crystalline basement. A total of 11 MT sites spaced every 1.7 km were simulated (figure 3.6a) leading to 385 MT TE and TM values generated at 35 periods between 0.0075 - 1024 s. A number of 100 gravity points were simulated every 0.2 km (figure 3.6a). Random Gaussian noise was added to the MT (3 %) and gravity (1 %) data.

The PRM (with 261 parameters) from the MT inversion is presented in figure 3.6b. The run was done without any smoothing in order to accentuate artefacts in resistivity values. All the structures are approximatively recovered but several features not well resolved. Eleven domains were selected in order to build the DM on the basis of the structures found in the PRM (figure 3.6b). The GCF is described in Table 1. The approach was to follow the simple rule that high and low density correspond to high and low resistivity. The joint inversion process (with 272 parameters) started with both the PRM and the DM model defined by the GCF (Table 1). The results presented in figure 3.7.

Domains	Resistivity density		Domains	Resistivity Density	
	$\Omega.m$	g/cm^3		$\Omega.m$	g/cm^3
1	80-150	2.65	7	90-150	2.64
2	150-300	2.67	8	20-60	2.62
3	0-40	2.6	9	90-150	2.64
4	700-1000	2.7	10	30-250	2.63
5	9-17	2.61	11	400-2500	2.72
6	30-130	2.63			

TAB. 3.1: definition of the gravity model with GCF converting resistivity values into density

As for Model 1, the final resistivity model has improved (figure 3.7a). Most of the structures are now better resolved. The mean resistivity of each domain is recovered. The background is more homogeneous than when obtained from MT inversion alone. The density model (figure 3.7b) was found and it is very close to the original model. The fit for both MT and gravity is very good (figures 3.7c-d).

The variations of the electrical resistivity and the density according to the number

Chapitre3. Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

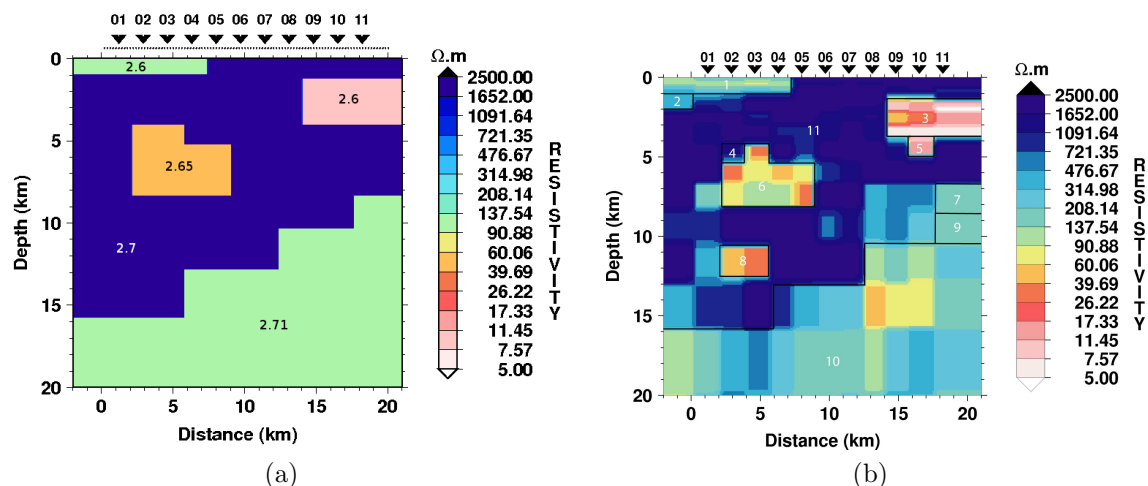


FIG. 3.6: a) Model 2 used to simulate MT and gravity synthetic data. The colour scale describes the resistivity values. The numbers in the model are the density values in g/cm^3 . The triangles are the MT sites and the dots the gravity data points. b) Resistivity model obtained from MT inversion alone.

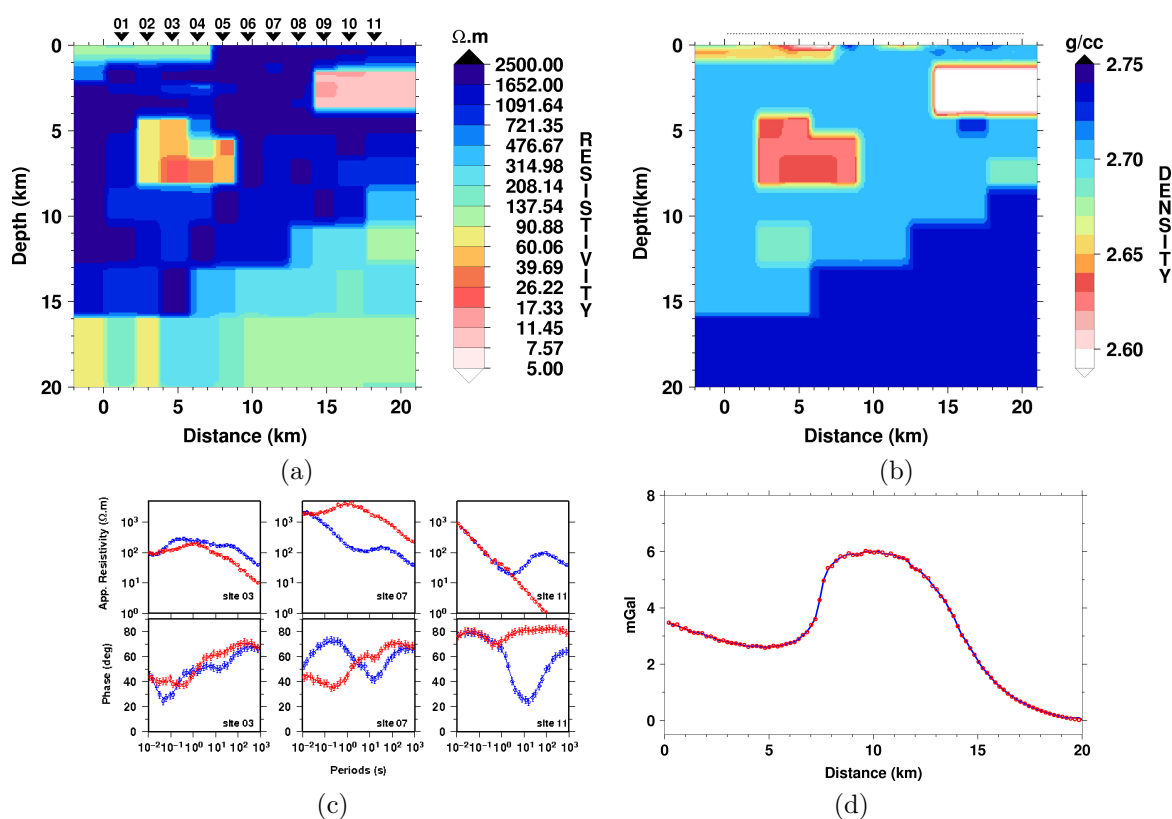


FIG. 3.7: Final resistivity (a) and density (b) models obtained from the joint inversion. c) Apparent resistivity and phase fits for 3 MT sites : in red, the TM mode and in blue the TE mode. d) Gravity response fit.

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

of iterations during the inversion process are shown in figure 3.8. A pattern similar to the previous example is observed. Density values vary first, decreasing the gravity misfit whereas the MT misfit does not change significantly. This behaviour is again the result of the small number of density values but is not as abrupt as in the previous case (figure 3.5) because the number of density values is higher than in Model 1. The resistivity values are changed when some minimum of the gravity misfit is reached. There, the MT misfit begins to decrease while the gravity misfit is unchanged. At this stage, the gravity and MT misfits have reached separate local minima. Only then both density and resistivity values start to change together in order to minimize jointly the total misfit. The pattern observed in the misfits at the beginning of the joint inversion is the result of the small number of density parameters compared to the number of resistivity values.

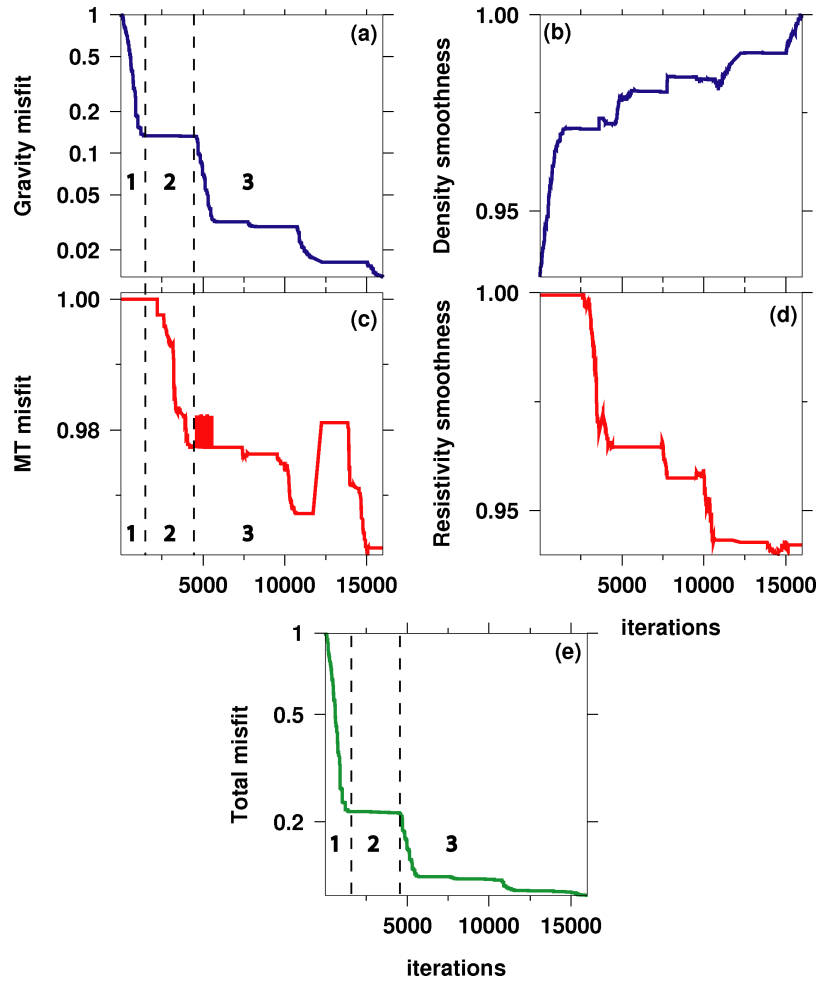


FIG. 3.8: See figure 3.5 caption

3.2.5 Joint inversion of field data

The MT and gravity data sets were collected during field work in the Turkana rift in Northern Kenya (Abdelfettah et al. in preparation). This area is the transition zone between the Eastern and Main Ethiopian rifts. The geology is comprised of thick basalt layers on top of sandstones and bedrock. Seismic studies suggested the presence of Paleogene sediments underneath the sandstones but this still remains uncertain because of the poor data quality due to the important basaltic cover. We jointly inverted MT and gravity data collected along 3 profiles on the western bank of Lake Turkana (figure 3.9). A total of 27 MT sites were acquired in the period range $0.02 - 450$ s along with 243 gravity points. We corrected the gravity data to obtain the free air anomalies. The topography and plateau effects were included in the subsequent modelling (Abdelfettah et al. In preparation).

Here, the analysis is focussed on the data along profile 2 (figure 3.9). The anti-diagonal terms of the MT data tensor were used in the 2-D inversion. The TE mode is NS and the TM mode is EW. We show in the figure 3.10a the PRM obtained from the MT inversion. The resistivity values vary between about $0.3 - 1000 \Omega.m$. A complex pattern in the resistivity distribution is observed with some large scale features that we isolated to define the domains to build the DM (figure 3.10b). In each domain the density is set constant. The GCF follows the simple rule used in Model 2 to define the density values. Note that this setting is susceptible to change during the inversion. The joint inversion begins with both the PRM obtained (figure 3.10a) and the DM obtained through the GCF (figure 3.10b). A first set of models were obtained (not shown) with the density values constant over large areas defined by the domains shown in figure 3.10b. The limits of the domains deduced from the PRM are somewhat arbitrary. While this choice was sufficient for the synthetic examples, the real earth structure is complex and cannot be modelled with large homogeneous domains. In order to refine the results and test the stability of the joint inversion, we relaxed the constraint that the density be constant in the large homogeneous domains of Figure 10b. We let the density vary for all the cells of the resistivity model. The results are presented in Figures 10c-f. We observe that after adding gravity data to MT data in the inversion, some resistivity features changed. Similarly, the final gravity model (figure 3.10d) is different from the DM (figure 3.10b). This density model still exhibits the main feature of the original DM (figure 3.10b) but some changes are observed along the edges of the model. Major changes are observed when the original trend set by the GCF is reversed. In the some domains, the density has increased whereas in another domain it has decreased. The deep structure revealed by the joint inversion is the presence of a conductive yet light body within the crust that may be correlated to mantle melting and injection of basaltic material at the origin of the volcanism observed in the region. The general pattern is in agreement with earlier gravity and seismic results in the southern part of the Turkana lake (Morley 1994; Hay et al. 1995). The detailed geological interpretation for the 3 profiles and the resulting geodynamic model is discussed in an upcoming paper (Abdelfettah et al., in preparation).

The evolution of the joint inversion with the number of iterations is described in

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

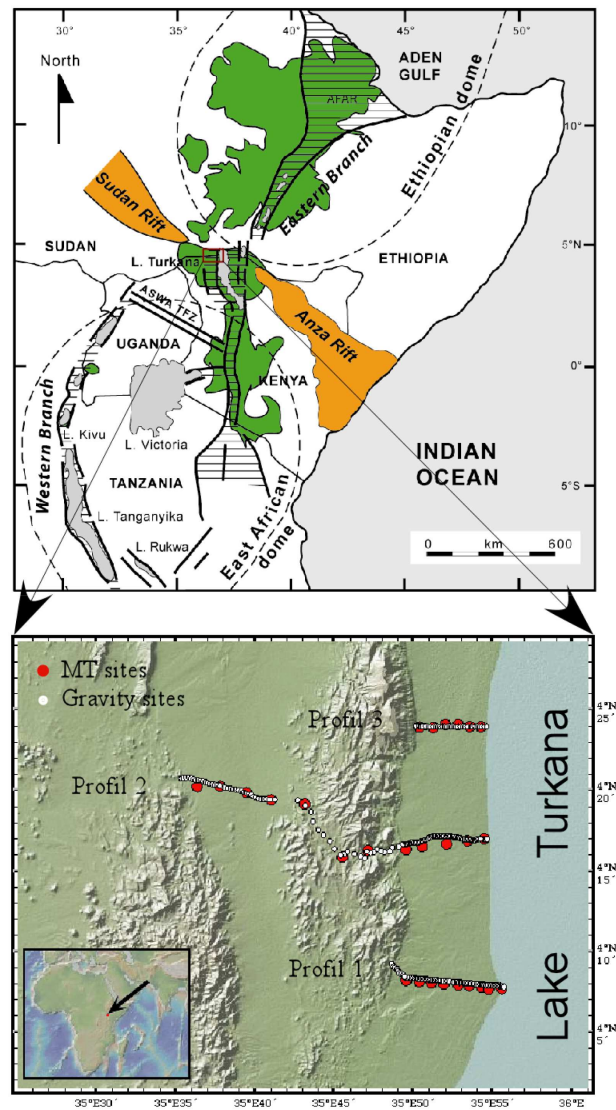


FIG. 3.9: Top : Tectonic map of the Easter African Rift (after Le-Gall et al. 2005). Bottom : enlargement of the Turkana region, Northern Kenya. The MT and gravity data were acquired 3 profiles. The red dots are the MT sites and the open circles are the gravity points.

Chapitre3. Méthodologie d'inversion conjointe MT & gravimétrie : Principe et résultats

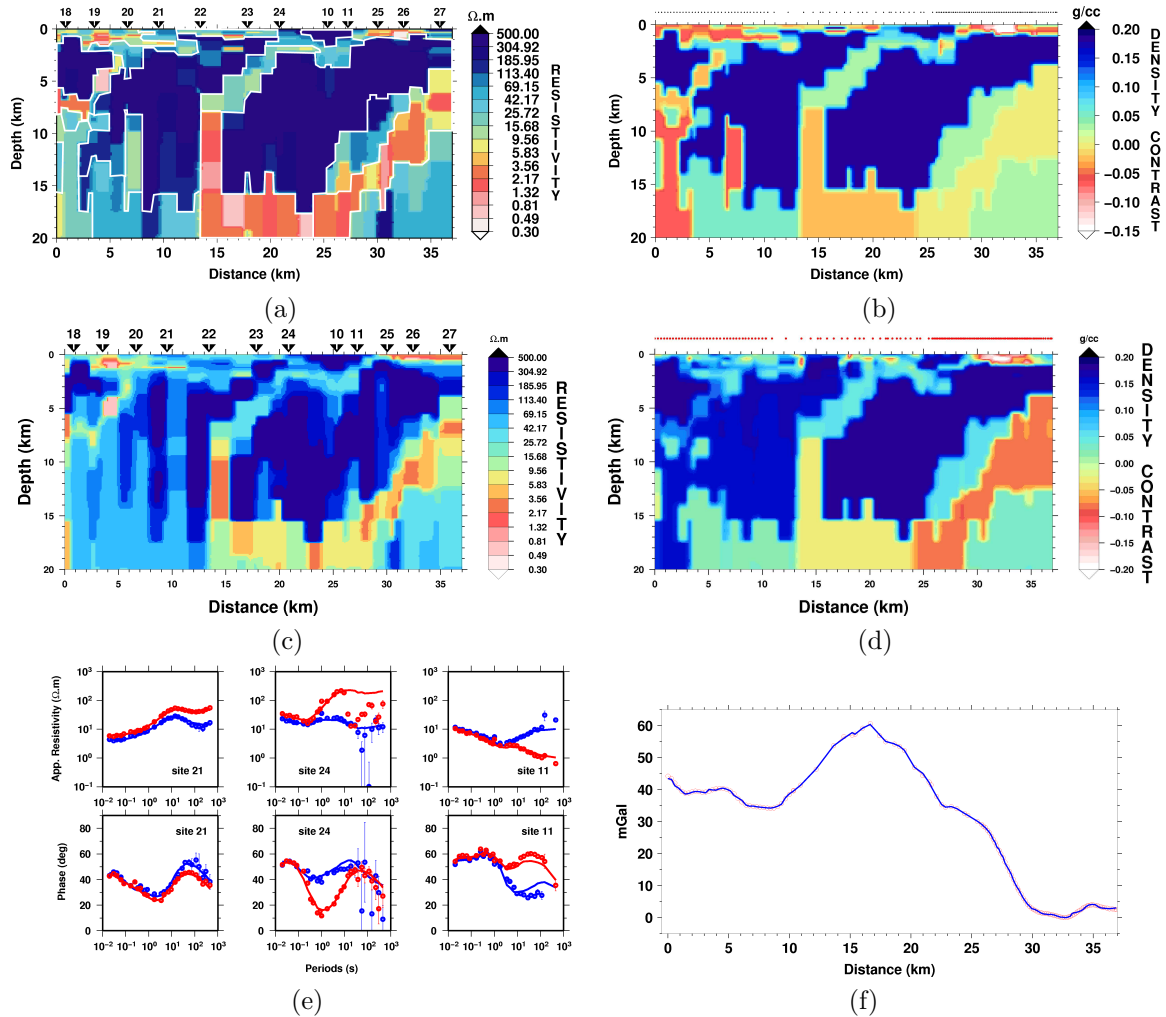


FIG. 3.10: a) Preliminary resistivity model obtained from MT inversion alone. b) Initial gravity model constructed from GCF constraint. c) and d) are the final resistivity and density models obtained from joint inversion, respectively. e) apparent resistivity and phase fit for 3 MT sites. Red is TM and blue is TE. The vertical bars are the error bars. f) Free air gravity anomaly fit. The points are the observed data and the continuous line is the model response.

3.2. Joint inversion of magnetotelluric and gravity data : Methodology and application

figure 3.11. The density evolves first before both resistivity and density values couple to make the total misfit decrease. Rapid changes in both smoothness parameters are closely related. During the process, coupled changes in density and resistivity induce a temporary increase in the MT misfit and the MT misfit minimisation stalls for some iterations until new sets of parameters starts again to decrease the misfit. This observation illustrates the strong coupling possible between parameters.

The general pattern of the minimisation is different from what was observed for the synthetic examples. There are differences in the misfits decreasing as well as the resistivity and density contrast variations. The later vary more smoothly than in Models 1 and 2 and results mainly from the number of gravity parameters (18 in the first stage of the joint inversion for the real data).

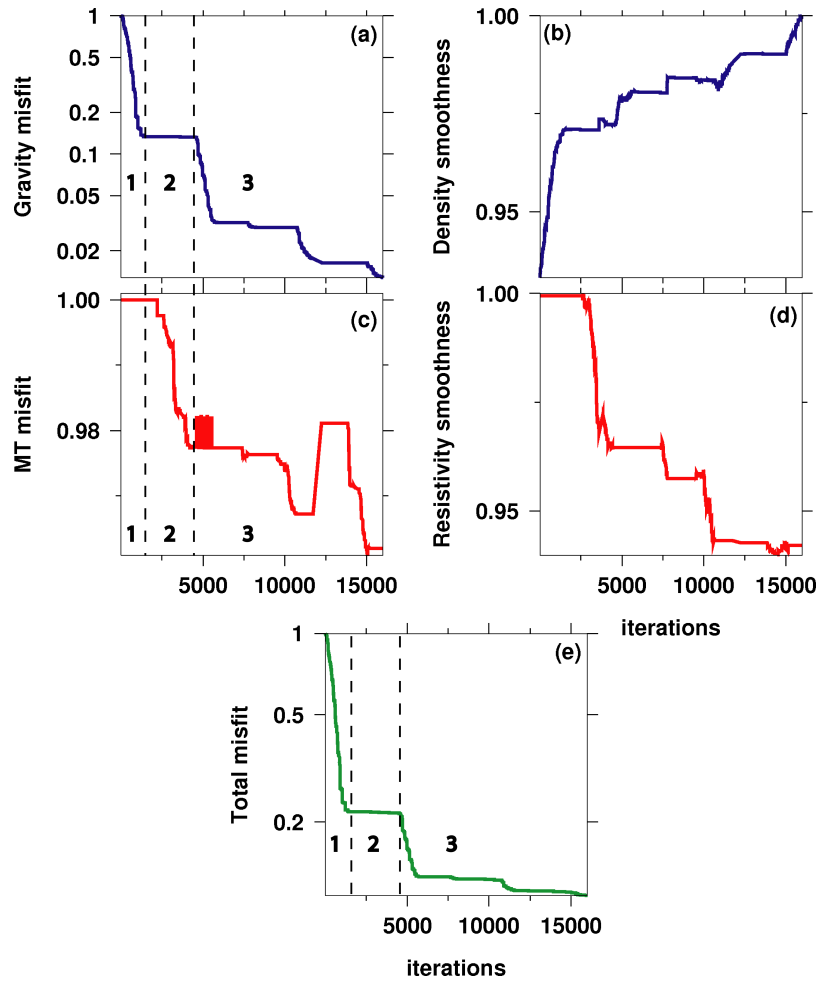


FIG. 3.11: See figure 3.5 caption.

3.2.6 Discussion

The purpose of the study presented is to test a general approach for joint inversion of geophysical parameters. The procedure to carry out the inversion starts with a preliminary model (PM) obtained from the inversion of one set of data, here the MT. Based on this PM, some relationships are set between the PM and the parameters of the additional data set, here gravity data. In the examples presented, the relationships were structural. We identified several domains in the PM where resistivity was roughly homogeneous (variations of less than an order of magnitude). We assigned arbitrary (but reasonable in the geological context) density values to these domains to define a starting density model for the joint inversion. For real geological structures, these domains are not strictly defined. The first run of the joint inversion provided a preliminary density model and a refined resistivity model. Then, the initial domains were subdivided down so that the density grid was identical to the resistivity grid. This subdivision relaxed the constraints imposed previously on the density model to vary only in the somewhat arbitrary domains defined from the MT PM.

The approach proposed is an attempt to provide a flexible relationship between parameters of different nature because there are no simple relationships between geophysical parameters. In the examples treated in this work, the relationship between parameters is geometrical. While the density values are estimated from the resistivity with the assumption that high/low resistivity would correspond to high/low density, the final models are not tight to this a priori as we observed in the Turkana models. The basic constraint here is that resistivity and density have the same scale of variation. Note that the GCF could be easily defined to include constraints of the type proposed by Gallardo and Meju (2007). Imposed relationships between resistivity and density as proposed by Monteiro et al. (2006) could be easily introduced via the condition function during the inversion. Finally the PM could be seismic as well as MT while the subsequent joint inversion could include any type of data in principle.

3.2.7 Conclusion

The joint inversion of MT and gravity data has been formulated and validated on synthetic and real data for a 2-D resistivity and density model. The formulation proposed here is quite general and may be extended to more complicated structures in 2D as well as in 3D geometry. As in other approaches, joint inversion provided improvement in the final geophysical models. This improvement is observed in synthetic models and is particularly clear when structures are sought beneath conductive bodies where MT data have less resolution. The study of the parameters interactions between electrical resistivity and density during the inversion process revealed how the joint inversion algorithm handled sets of parameters of very different size. One limitation inherent to the use of gravity is that the geometry of the final density models strongly depends on the resistivity domains selected to build the preliminary density model. A step forward would be to combine two imaging techniques such as seismic and MT to test the stability of the joint inversion used in this work.

3.2.8 Acknowledgement

This work is part of Y. Abdelfettah's PhD thesis funded by the ministry of research in France. The field experiment was partly funded by the French Embassy in Kenya and the National Oil Corporation of Kenya.

References

Pour les références, voir la fin du manuscrit.

3.3 Conclusion

L'inversion conjointe des données MT & gravimétrie a été formulée et des applications sur des modèles synthétiques et réelles ont été présentés. Les résultats obtenus sont promoteurs. Une amélioration significative du modèle de résistivité final obtenu est bien visible spécialement sous les structures conductrices. Le modèle de distribution de la densité est obtenu également en utilisant une contrainte géométrique (GCF). Une interprétation qualitative entre la variation de la densité et la résistivité au cours de l'inversion conjointe est réalisée. Cela nous a montré que la relation densité-résistivité est complexe. Ainsi une augmentation rapide de l'un des paramètres peut ne pas modifier l'autre. Dans d'autres cas, la variation d'un paramètre induit la variation de l'autre bien qu'il n'y ai pas de relation directe entre la résistivité et la densité. La contrainte géométrique utilisée est suffisante pour assurer ce lien. La formulation développée est assez générale et peut être formulée pour des modèles 2-D plus complexes et à un autre stade à des modèles 3-D.

Chapitre IV

Imagerie géophysique

Chapitre 4

Imagerie de la lithosphère sous le Rift Turkana, Nord Kenya

4.1 Introduction

La méthodologie d'inversion conjointe développée dans le chapitre précédent est appliquée à l'imagerie crustale et mantellique dans une région du rift Est africain, la région du lac Turkana au Nord Kenya, où des données magnétotelluriques et gravimétriques ont été enregistrées lors d'une campagne d'acquisition pendant l'été 2006. L'objectif de cette étude est à la fois

- Méthodologique : permet la validation de l'outil de l'inversion conjointe.
- Appliquée : détermination des épaisseurs des sédiments pour l'évaluation d'un potentiel éventuel en hydrocarbures
- Fondamentale : elle permet de mieux connaître la structure du Rift Est-Africain qui présente des caractéristiques particulières dans cette région.

En effet, la région du lac Turkana, connue aussi sous le nom de dépression de Turkana est une partie du Rift Est-Africain dont la structure est encore mal comprise. C'est la zone de transition entre le rift Kenyan et le rift Ethiopien (figure 4.1).

La dépression de Turkana sépare deux dômes topographiques : le dôme Ethiopien au Nord-Est et le dôme Kenyan au Sud-Ouest (figure 4.1). De plus, la région du Turkana a enregistré deux phases de rifting différentes.

- Phase de rifting d'âge Tertiaire à actuel : Rift Est-africain, de direction globalement N-S.
- Phase de rifting d'âge Mésozoïque-Tertiaire : responsable de la formation des rifts du sud-Soudan et du Rift d'Anza (Figure 4.1). Ces rifts sont de direction NW-SW. Le Rift Est-africain au niveau du lac Turkana recoupe la structure du rift d'Anza, d'âge Crétacé-Paléogène. La dépression du Turkana suit globalement la trace du Rift d'Anza.

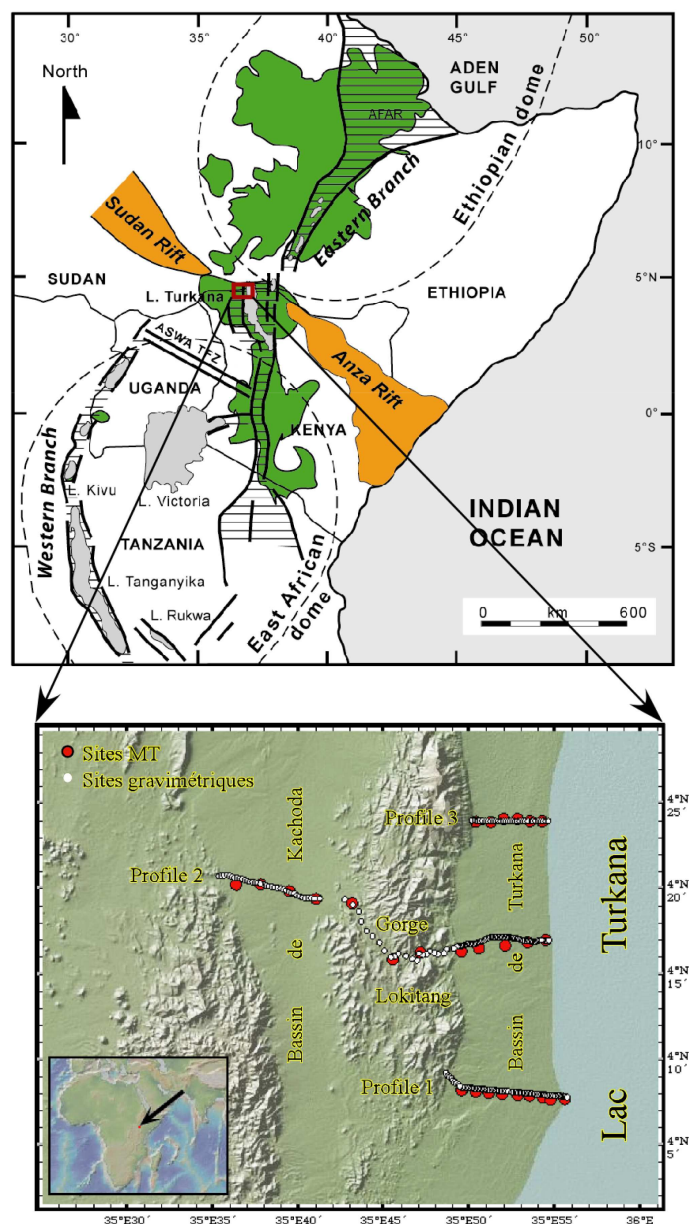


FIG. 4.1: En haut : la dépression de Turkana se trouve entre le dôme Éthiopien au N-NE et le dôme Kenyen au S-SW. Cette zone relie donc le Rift Est-Africain et le rift Ethiopien (d'après Le-Gall et al. 2005). En bas, le positionnement des trois profils le long desquels les données magnétotelluriques et gravimétriques ont été acquises.

4.2 Le contexte géologique

4.2.1 Le contexte géodynamique du Turkana

La branche Est du Rift Est-Africain s'étend sur plus de 2000 km en allant de la Mer Rouge au nord jusqu'au Mozambique au sud. Elle traverse deux régions à topographie surélevée qui sont le dôme de l'Éthiopie au nord et le dôme du Kenya au sud. Ces dômes seraient la manifestation en surface d'un ou plusieurs panaches mantéliques en profondeur (Ebinger and Sleep 1998; Furman et al. 2004). Entre ces deux dômes se trouve la dépression du Turkana (figure 4.1) qui marque une zone de rift anormalement large ($\simeq 300$ km) qui inclut le Rift du Turkana ($\simeq 150$ km de large). Deux modèles sont proposés pour expliquer les deux provinces magmatiques, Kenyane et Éthiopienne et leur séparation par la dépression du Turkana :

- Ebinger and Sleep (1998) proposent que le magmatisme Cénozoïque dans le système du Rift Est-africain ainsi qu'en Afrique Centrale et de l'Ouest, provient d'un seul et grand panache situé sous la lithosphère éthiopienne. Les régions où la lithosphère a été amincie lors de épisodes de rifting Mésosoïque-Paléogène (dépression du Turkana, sud Soudan, Rift d'Afrique Centrale) auraient favorisé la circulation du matériel mantélique.
- La seconde hypothèse, et d'après les résultats géochimiques et géochronologiques, suggère que le magmatisme Éthiopien et Kenyan implique plus d'un panache mantélique (e.g. George et al. 1998; Rogers et al. 2000).

Les études géophysiques, notamment tomographiques, ont révélé que la région de Turkana se trouve au dessus d'une zone anormale de faible vitesse sismique dans le manteau supérieur (Ni et al. 2002). Cette zone anormale pourrait être reliée en profondeur au panache provenant de la limite noyau-manteau située sous l'Afrique du Sud. Ce qui suggère que la région du Turkana pourrait faire partie d'un grand et unique panache (Ni et al. 2002).

La région du Turkana est un secteur unique où le rifting actuel Tertiaire de direction N-S rencontre et recoupe un rifting antérieur daté du Crétacé-Paléocène de direction NW-SE et relié au système de Rift d'Afrique Centrale (Bosworth 1992). Des études sismiques dans le lac de Turkana ont mis en évidence que le Rift Turkana est la terminaison Nord du Rift Kenya (Dunkleman et al. 1988). Cependant, la plus grande extension crustale dans le système du Rift Est-africain se situe dans la région du Turkana. D'importantes quantités de laves volcaniques (basaltiques) sont présentes à la surface de la région (Dunkley et al. 1993). Des expériences menées par Furman et al. (2004) suggèrent qu'une température du manteau surélevée est nécessaire pour générer des coulées basaltiques dans la région du Turkana. Par conséquent, des roches fondues sont impliquées à une profondeur de 15 - 20 km (Furman et al. 2004). Cette profondeur est particulièrement peu importante comparée à d'autres régions du rift.

Des campagnes de sismique réfraction à grand angle ont été menées dans le Rift du Kenya durant le programme KRISP (e.g. Henry et al. 1990; Prodehl et al. 1997). Ces études ont montré que la variation majeure se situe au niveau de l'épaisseur de la croûte, parallèlement et perpendiculairement à l'axe principal du rift (N-S). En allant du sud

vers le nord, la croûte passe de 35 km à 20 km sous le Turkana. Cet amincissement de la croûte peut être corrélé en surface au changement de la topographie (la dépression du Turkana). La profondeur du Moho sous la région du Turkana se trouve seulement à 20 km de profondeur (Morley 1994). L'anomalie de Bouguer régionale croît en allant du sud au nord. Cela peut être également expliqué en grande partie par un amincissement de la croûte (Mechie et al. 1997).

La région du Turkana se situe entre les bassins du sud Soudan et le Rift d'Anza, tous pétrolifères. Elle suscite donc un intérêt pour son potentiel en hydrocarbures. Plusieurs études ont donc été réalisées dans la région du Turkana pour comprendre sa structure et reconnaître d'éventuels réservoirs (e.g. Tiercelin et al. 2004; Talbot et al. 2004). Ces études se basent essentiellement sur des résultats de sismique réflexion et sur la géologie structurale (e.g. Prodehl et al. 1997; Wescott et al. 1999). Des campagnes de sismique réflexion de reconnaissance ont été menées dans la région du Turkana par Amoco Kenya Petroleum Company (1985). Le pouvoir de résolution verticale de la sismique s'est avéré relativement faible en raison de la couverture basaltique liée au Rift actuel et qui agit comme un écran opaque empêchant l'énergie sismique de pénétrer en profondeur. Néanmoins, des interprétations ont été faites à partir de ces données portant sur la partie proche de la subsurface et ont permis de connaître mieux la stratigraphie, essentiellement dans la partie sud-ouest de la région du Turkana (e.g. Wescott et al. 1999).

Le fossé du lac Turkana, d'âge Tertiaire, est un demi-graben limité à l'ouest par la faille bordière de Murua Rith-Lapur. Notre région d'étude est la bordure ouest du fossé du Turkana. À l'ouest de la région d'étude, on retrouve le bassin de Kachoda, puis de Gatome et plus loin encore vers l'ouest le bassin de Lotikipi (figure 4.1).

4.2.2 Le contexte géologique des bassins du Turkana

Le bassin du Turkana, occupé aujourd'hui par le lac de même nom est actuellement actif du point de vue tectonique et sédimentaire. L'histoire de la formation de ce bassin n'est pas très bien connue, mais il a commencé à se former sans doute vers le Miocène moyen (15-10 millions d'années) (Dunkley et al. 1993). Il existe trois groupes de bassins d'âge sans doute un peu différent, répartis à l'ouest, au sud-est, et au sud du bassin Turkana (figure 4.2).

- Le premier groupe à l'ouest comprend le Bassin de Lotikipi et le Bassin de Gatome. Leur structure n'est connue que par quelques profils sismiques (e.g. Wescott et al. 1999). Une grande partie du remplissage de ces bassins est formée des sédiments récents et par 3 km de laves d'âge Paléogène. Sous ces laves, les données sismiques suggèrent la présence de sédiments, qui sont peut-être d'âge Tertiaire inférieur ou plus vieux (Crétacé). Ces sédiments sont peut-être les grès de Lapur qui affleurent à l'Est le long de la faille bordière ou un autre ensemble de sédiments pas encore identifié. Ces deux bassins ont pu se former avant le dépôt des sédiments inférieurs (âge inconnu) et des laves, mais ils ont pu aussi se former après la mise en place des laves. En raison de la qualité des données sismiques, la stratigraphie de ces bassins reste incertaine. Le petit bassin de Kachoda situé

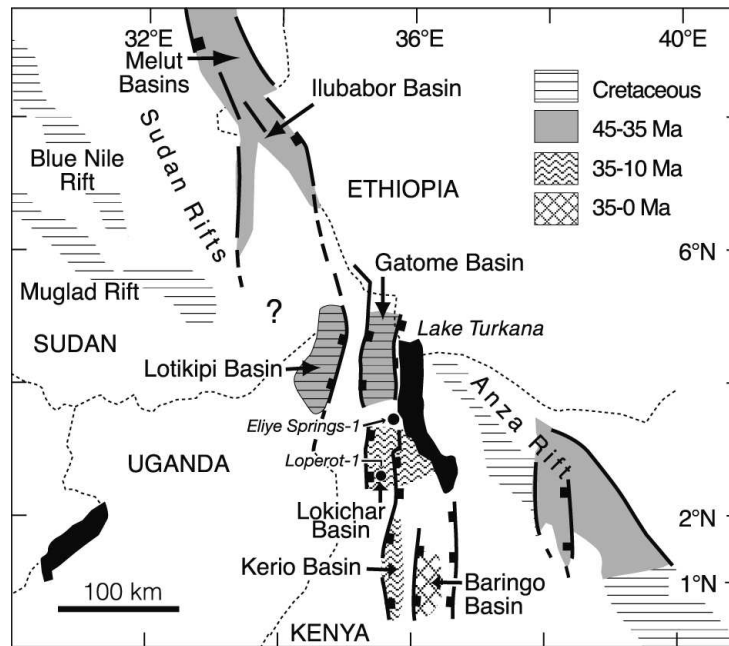


FIG. 4.2: Les différents bassins qui existent au nord Kenya. D'après Tiercelin et al. (2004)

à l'Est qui est associé à ce groupe de bassins n'est pas du tout connu, aucune étude géophysique n'y ayant été conduite. Nos données vont nous permettre de définir quelques unes de ses caractéristiques ; sa profondeur, la nature du remplissage et s'il s'agit d'une structures en demi-graben. Son âge peut être associé à la formation du bassin du Turkana, donc au plus d'âge Miocène moyen (Tiercelin, communication personnelle).

- Le deuxième groupe se situe au sud-est du lac Turkana : il comprend les bassins de Lokichar, Nord Kerio et Turkana (dont la partie nord est aujourd'hui occupée par la moitié nord du lac Turkana). Les deux bassins Lokichar et Nord Kerio sont de même âge, début de leur formation à l'Eocène, âge déduit pour Lokichar de données palynologiques obtenues dans le forage Loperot-1 (Morley et al. 1992; Morley 1999a), et récemment par la découverte de mammifères d'âge Oligocène dans les sédiments formant le remplissage du bassin (Ducrocq et al. 2009). Ces deux bassins s'arrêtent de fonctionner au Miocène moyen, période durant laquelle débute la formation du bassin du Turkana.
- Le troisième groupe se trouve plus au sud, au niveau de l'équateur. Il comprend le Bassin de Kerio à l'ouest et celui de Baringo à l'est. Ce sont les travaux de Hautot et al. (2000) en magnétotellurique sur le bassin de Baringo et la réinterprétation de données sismiques et gravimétriques sur le graben de Kerio (Mugisha et al. 1997) qui ont permis de dire que ces deux bassins sont de même âge et se sont formés sans doute en même temps que les bassins de Lokichar et Nord Kerio. Dans ces deux bassins, il n'y a pas de forages et très peu d'affleurements pour fournir de meilleures informations sur leur remplissage et d'autres éléments de datation. Le bassin de Kerio s'est arrêté de fonctionner vers le Miocène moyen-

supérieur (7 Ma), donc un peu après le bassin de Lokichar, et le bassin de Baringo est toujours actif, du point de vue tectonique, volcanique et sédimentaire.

La stratigraphie des bassins à l'ouest de la faille de Murua Rith-Lapur (e.g. le bassin de Lotikipi et le bassin de Gatome) est plus étudié que le côté Est. Wescott et al. (1999) ont utilisé les données de sismique réflexion d'AMOCO (1985), des données de géologie de surface et de gravimétrie pour déterminer la stratigraphie de la plaine de Lotikipi. En surface, on trouve des sédiments récents sur une profondeur de 900 m. Juste au dessous et sur près de 1000 m, on rencontre des roches volcaniques de type rhyolites. Au dessous, il y a des basaltes sur une épaisseur d'un peu plus de 2000 m. Une interrogation est, néanmoins, restée ouverte concernant l'existence ou non des sédiments d'âge tertiaire-crétacé au dessous de ces basaltes. A la base, on retrouve un socle d'âge précambrien formé par du granite et des roches métamorphiques (Wescott et al. 1999).

Concernant le bassin de Kachoda et la partie Est de la faille de Murua Rith-Lapur la stratigraphie n'est pas très bien connue sauf les affleurements visibles en surface (figure 4.3). Les sédiments récents en surface ont une épaisseur inconnue, qui peut varier du sud au nord vu leur pendage en surface. Les structures présentent en effet deux pendages : l'un vers l'ouest et un autre vers le sud. Au nord de notre zone d'étude (figure 4.1), une succession de roches volcaniques-grès-socle est bien visible à l'affleurement. Vers le sud, cette stratigraphie n'est pas visible. L'un des objectifs de cette étude est de déterminer la stratigraphie sous les trois profils (figure 4.1) et de répondre à différentes interrogations sur la structure de la lithosphère sous les bassins de Kachoda et Turkana (figure 4.3), notamment :

- Etablir la succession stratigraphique le long des 3 profils, et la comparer avec ce qui est visible à l'affleurement, en particulier dans la faille Murua-Rith-Lapur
- En fonction de cette stratigraphie, a) retracer l'histoire de la faille Murua Rith, et b) comparer cette stratigraphie avec celle des fossés Lotikipi et Gatome.

4.3 Les données géophysiques

La région d'étude se situe au Turkana (nord-ouest de Kenya) entre 4.1305° et 4.4001°N de longitude et entre 35.5890° et 35.9280°E de latitude (figure 4.1). Lors d'une campagne de terrain en 2006, nous avons acquis des données magnétotelluriques (MT) et gravimétriques. Cette mission de terrain est le fruit d'une collaboration entre des chercheurs du Laboratoire "Domaines Océaniques" de Brest, des chercheurs de la compagnie Kenyan KenGen (Kenyan Electricity Generating) et des chercheurs de la compagnie Kenyan Nock (National Oil Corporation of Kenya).

Au total, 27 sites magnétotelluriques ont été déployés pendant une durée moyenne de 36 heures chacun. Les sites sont espacés d'une distance moyenne de 1.5 km, sauf les sites situés dans la gorge de Lokitang (frontière entre le bassin de Turkana et de Kachoda). Les données sont enregistrées avec le système Phoenix (KenGen). Les champs électriques et magnétiques ont été enregistrés dans deux directions perpendiculaires, N-S et E-W. Pour chaque site nous avons calculé des fonctions de transfert dans une gamme de périodes entre 0.02 et 450 s. Les sites MT ont été réalisés le long de 3

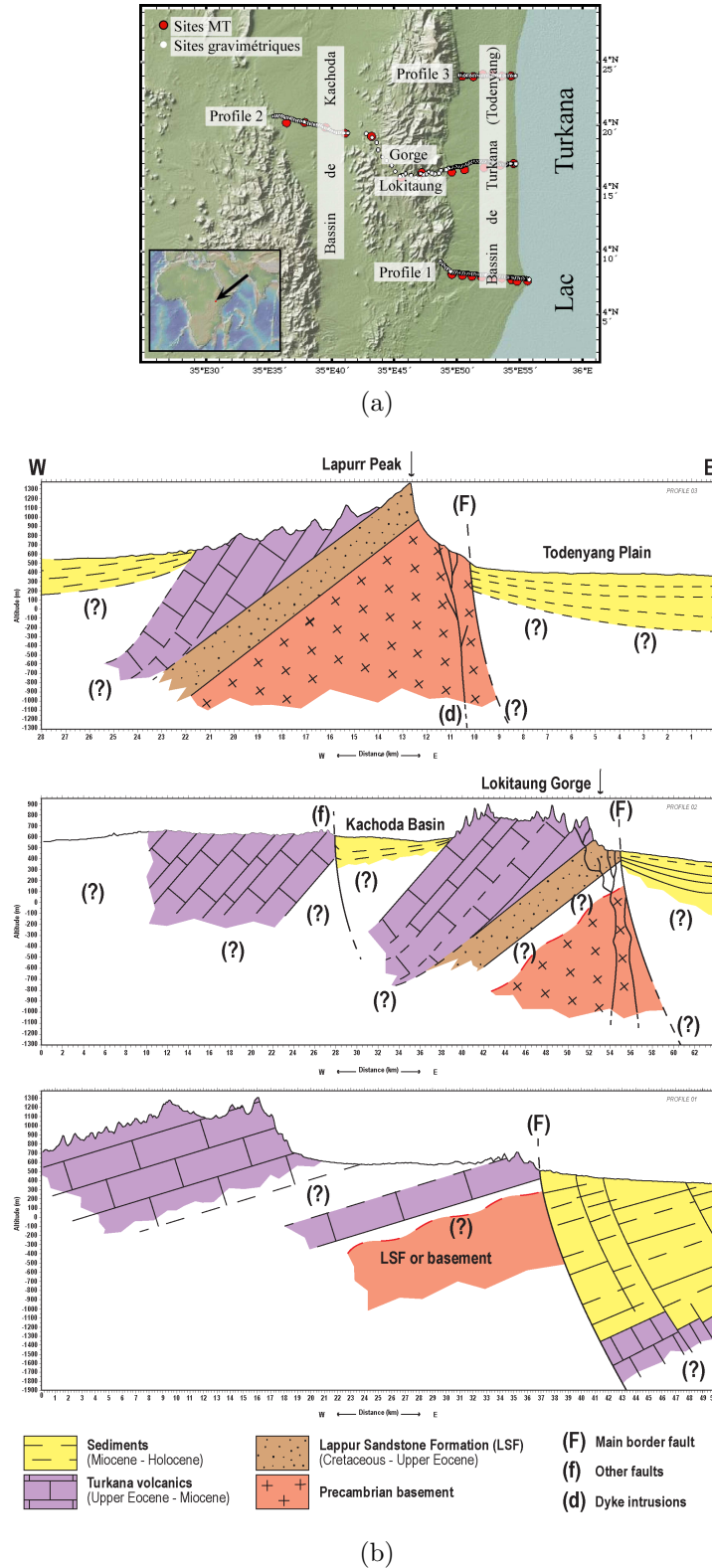


FIG. 4.3: a) Positionnement des 3 profils. b) La stratigraphie du bassin Turkana. Les trois coupes sont limitées à droite par le Lac de Turkana. Leurs disposition est la même que les trois profils montrés sur (a). (Thuo et Tiercelin, communication personnelle)

profils de direction E-W (figure 4.1), perpendiculairement à la direction principale de l'extension N-S. La position du profil sud est choisie de telle sorte qu'il soit colocalisé avec un profil de sismique réflexion réalisé par AMOCO en 1985. Cela nous permet, bien évidemment, de mieux contraindre la région avec différentes données géophysiques notamment dans la partie superficielle, car en profondeur la couche basaltique a altéré les données sismiques (écran basaltique). Au nord, nous étions limités par les mauvaises conditions de sécurité qui régnaient entre la frontière Kenya-Ethiopie. Au centre, c'est le seul endroit possible qui donne accès au bassin de Kachoda. La qualité des données magnétotelluriques enregistrées est relativement bonne avec peu de bruit (voir figure 4.7).

Pendant la même campagne, 243 points gravimétriques ont été enregistrés le long des mêmes profils utilisés pour l'acquisition des données MT (figure 4.1). Les stations de mesure sont espacées en moyenne de 250 m, sauf dans la gorge de Lokitang où cette distance est plus grande en raison d'insuffisance de temps. Les mesures ont été faites avec un gravimètre de type Lacoste (KenGen). La mesure sur ce type de gravimètre se fait manuellement, ce qui prend évidemment plus de temps par rapport aux gravimètres les plus récents, mais il permet de faire des mesures avec une très bonne précision. L'appareil appartient à la compagnie Kenyan KenGen et les données sont de bonne qualité.

4.4 Traitement des données

Le traitement des données magnétotelluriques consiste à décomposer les séries temporelles enregistrées. Nous avons utilisé la technique robuste de Chave and Thomson (1989). A la fin du processus de traitement, on obtient les données finales qui sont utilisées dans la reconstruction du modèle par l'inversion. Ces données sont, en fonction des périodes (ou fréquences), l'impédance électromagnétique Z . Pour chaque donnée, l'erreur définit la tolérance sur le modèle recherché.

Les données gravimétriques sont des données de potentiel qui nécessitent plusieurs corrections avant l'interprétation. La première est celle de la dérive instrumentale, étape qui permet d'enlever le bruit lié à l'appareillage (Cf. § 1.3.3). Ensuite, vient la correction de la marée terrestre. Cette correction ne présente pas des valeurs importantes (de l'ordre de 10^{-1} mGal) mais pour faire une chaîne de traitement des données complète, on a décidé de ne pas la négliger. Après avoir réalisé ces deux corrections, on a fait la réduction à l'air libre pour obtenir à la fin l'anomalie à l'air libre (Cf. § 1.3.3.1). C'est la donnée finale que l'on a utilisé pour l'inversion. On pouvait aller plus loin et calculer l'anomalie de Bouguer complète, mais nous avons fait le choix de modéliser l'anomalie à l'air libre. Nous avons préféré inclure la correction de relief directement dans l'étape de la modélisation. Cette étape consiste à reproduire la topographie de la région, à estimer la densité moyenne des reliefs puis à calculer leur effet gravimétrique. Cette étape est accomplie à partir des modèles numériques de terrain (MNT) de type SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) (Cf. annexe 4.9). L'estimation de la densité moyenne des reliefs est faite par la méthode de Nettleton (Cf. § 1.3.3.2). La densité moyenne prise

en compte dans le calcul de l'effet gravimétrique des reliefs est de 2.45 g/cm^3 et de 1 g/cm^3 pour le lac Turkana. Ces données ne sont pas reliées à une base gravimétrique connue. Par conséquent, les valeurs présentées ici sont relatives.

4.5 L'inversion des données MT

Les données MT ont été inversées. Les deux modes TE et TM qui correspondent ici aux direction N-S et E-W ont été utilisés dans l'inversion. Cette inversion est réalisée avec un processus itératif dans lequel à chaque itération une réponse du modèle est calculée puis comparée aux données réelles. La réponse du modèle, appelé aussi la solution du problème direct, est calculée en résolvant le problème de l'induction électromagnétique par la méthode des différences finies (Cf. § 1.2.4.3). La solution est calculée pour un modèle de conductivité électrique 2-D subdivisé en blocs, avec le code développé par Tarits (1984, 1989).

Les résultats de l'inversion des données magnétotelluriques des trois profils sont portés sur les figures 4.4 à 4.6. La distribution très hétérogène de résistivité pour les

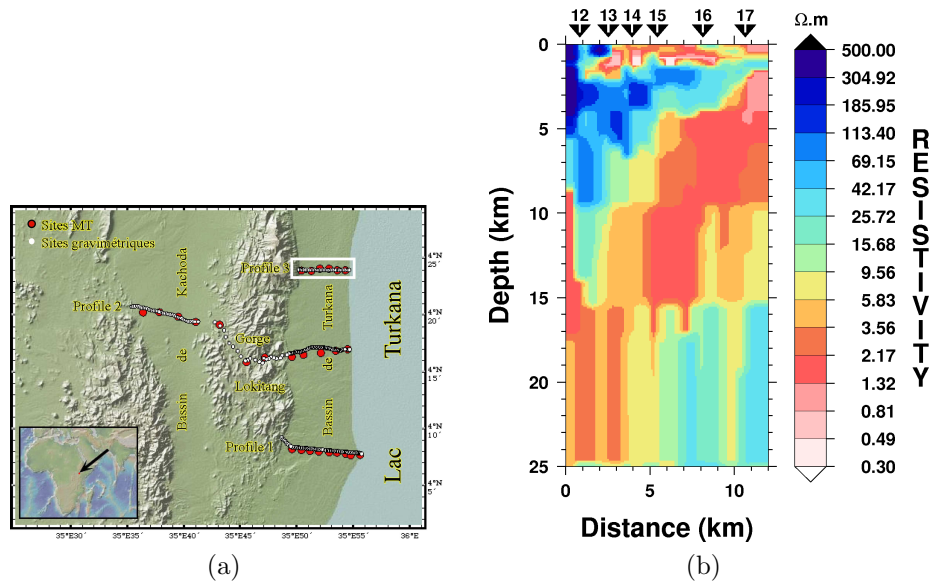


FIG. 4.4: a) Positionnement du profil 3. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil 3. Les triangles représentent la position des sites magnétotelluriques.

trois modèles reflète bien le contexte géologique complexe de Turkana. L'écart entre la réponse de ces modèles et les données sont reportés sur les figures 4.7 à 4.9.

Pour pouvoir évaluer d'éventuelles distorsions dues à des structures 3D sur les modèles 2D, je les ai comparés avec un modèle obtenu à partir d'une inversion tridimensionnelle réalisée par Sophie Hautot (Hautot et al. 2000, 2007). L'avantage de cette technique est de prendre en compte la variabilité de la conductivité électrique dans les

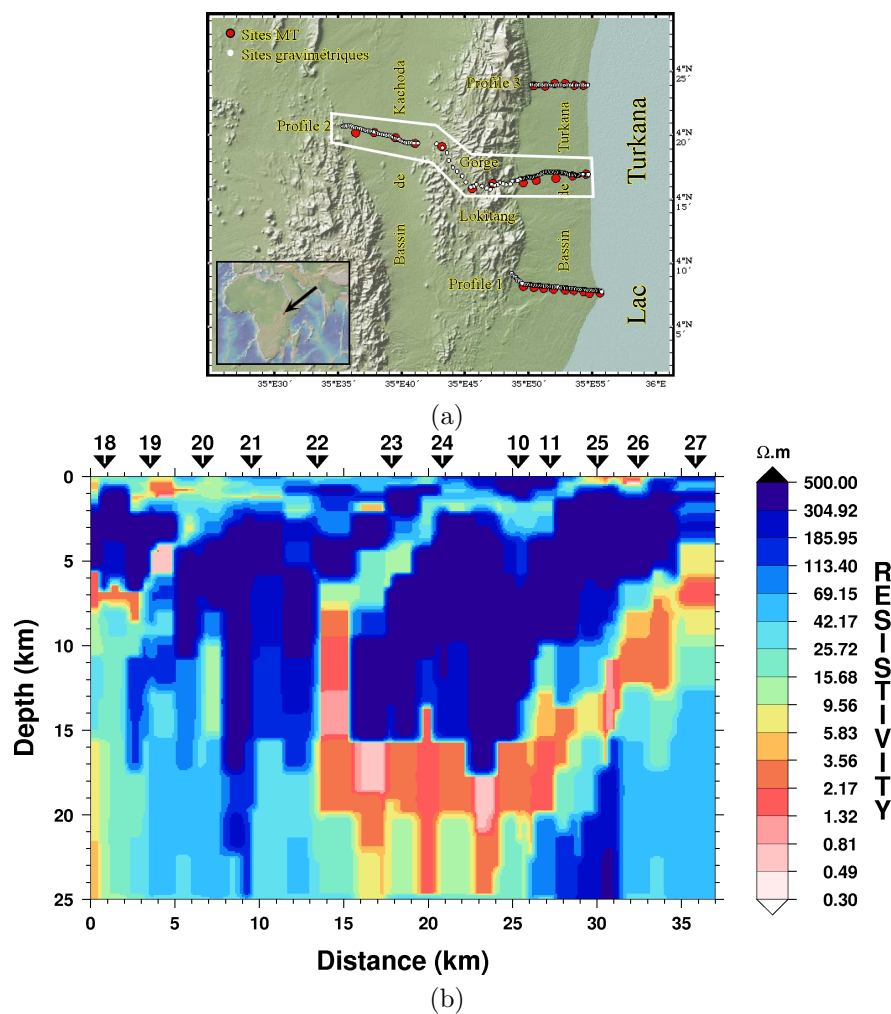


FIG. 4.5: a) Positionnement du profil centre. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil centre. C'est le profil le plus long et qui passe à travers le bassin de Turkana et de Kachoda.

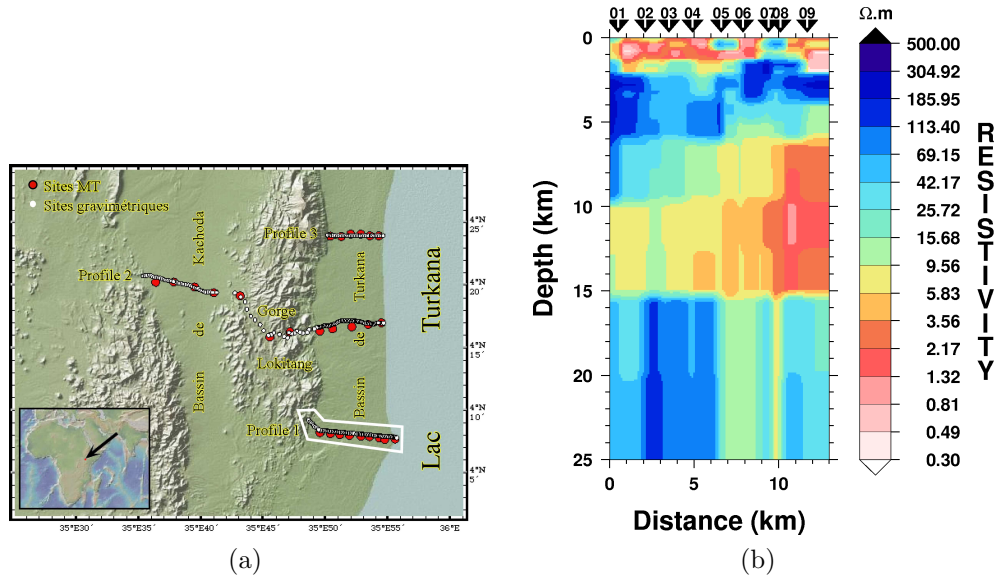


FIG. 4.6: a) Positionnement du profil 1. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil sud colocalisé avec la ligne sismique réflexion TVK10.

trois directions et d'intégrer toutes les données dans un même processus d'inversion.

Les résultats obtenus par l'inversion 3-D (figure 4.10) montrent des structures de caractéristiques comparables à celles obtenues avec l'inversion 2-D. La figure (4.11) présente les sections verticales extraites du modèles 3-D le long des trois profils.

Pour le profil sud (figure 4.6), le modèle coïncide bien avec les résultats 3D (figure 4.11d). On identifie dans les deux modèles, à l'Est de la faille Murua Rith-Lapur, une succession milieu conducteur - milieu résistant. Je note aussi le pendage similaire des structures entre les modèles 2D et les modèles 3D. Concernant le profil central, la partie ouest du modèle obtenu à partir de l'inversion 2D (figure 4.5) est similaire au modèle obtenu à partir de l'inversion 3D (figure 4.11b). Dans la partie Est (figure 4.11c) on constate cependant une différence : la structure résistante sous les stations 23-27 est vue moins résistante dans le modèle 3D que dans le modèle 2D. Cette différence semble être due à la présence d'une structure 3D au sud de ce profil (figure 4.10), qui disparaît progressivement à partir d'une profondeur de 8250 *m*. Par contre pour le profil nord, le résultat des deux techniques d'inversion sont différents (figure 4.4 et 4.11a). Cette différence semble être due à l'anomalie conductrice visible sur le modèle 3D entre le profil nord et le profil centre (figure 4.10). Cette anomalie passe à proximité du profil nord et ne le croise pas (sauf entre les profondeurs 650 et 1250m). Son effet est ressenti par les données mais ne peut pas être exprimé avec une hypothèse 2D. Par conséquent, l'inversion 2D a exagéré les valeurs de la conductivité électrique pour mieux ajuster les données, ce qui fait que la partie profonde est plus conductrice dans le modèle 2-D que dans le modèle 3D. Néanmoins et au final, le résultat des inversions 2D et 3D présente des structures principales comparables ce qui nous permet de valider l'approche 2D

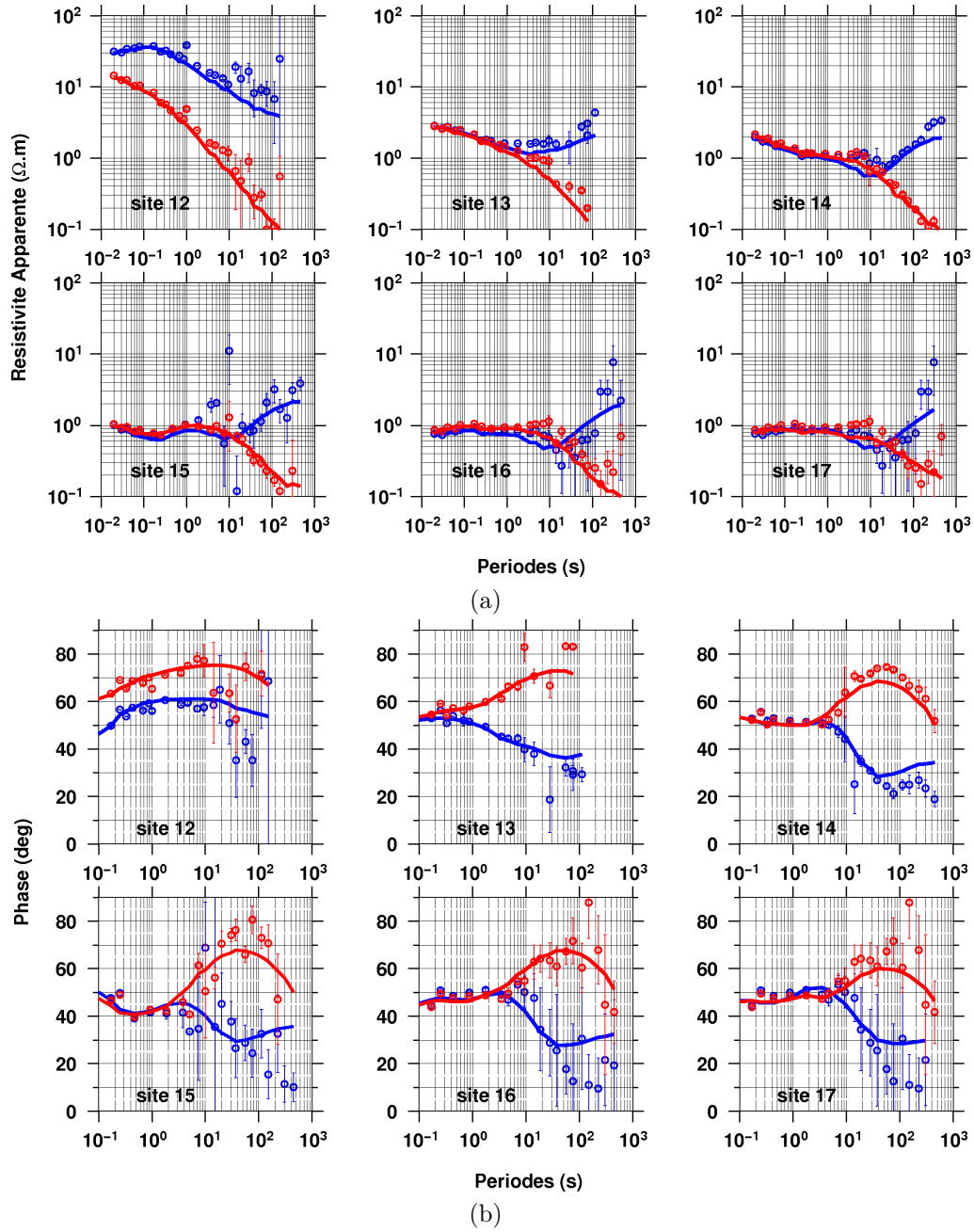


FIG. 4.7: L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil nord représenté sur la figure 4.4 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.

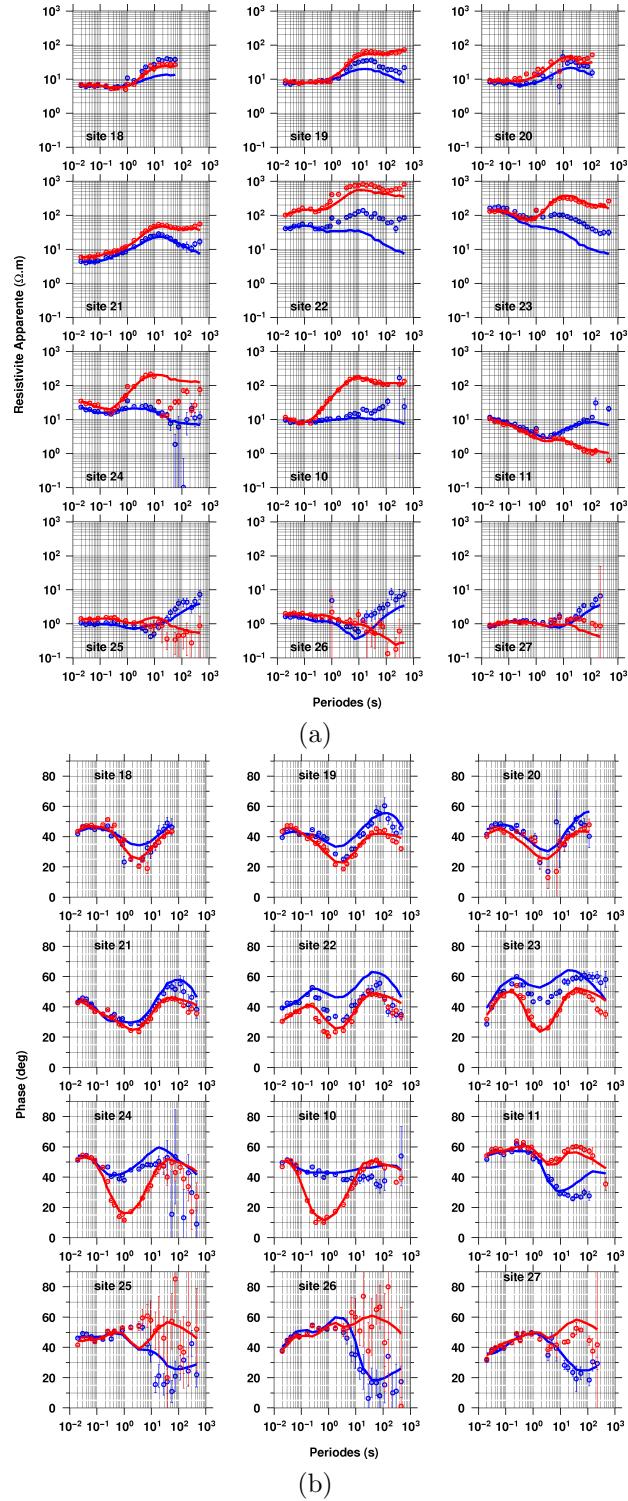


FIG. 4.8: L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil centre représenté sur la figure 4.5 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.

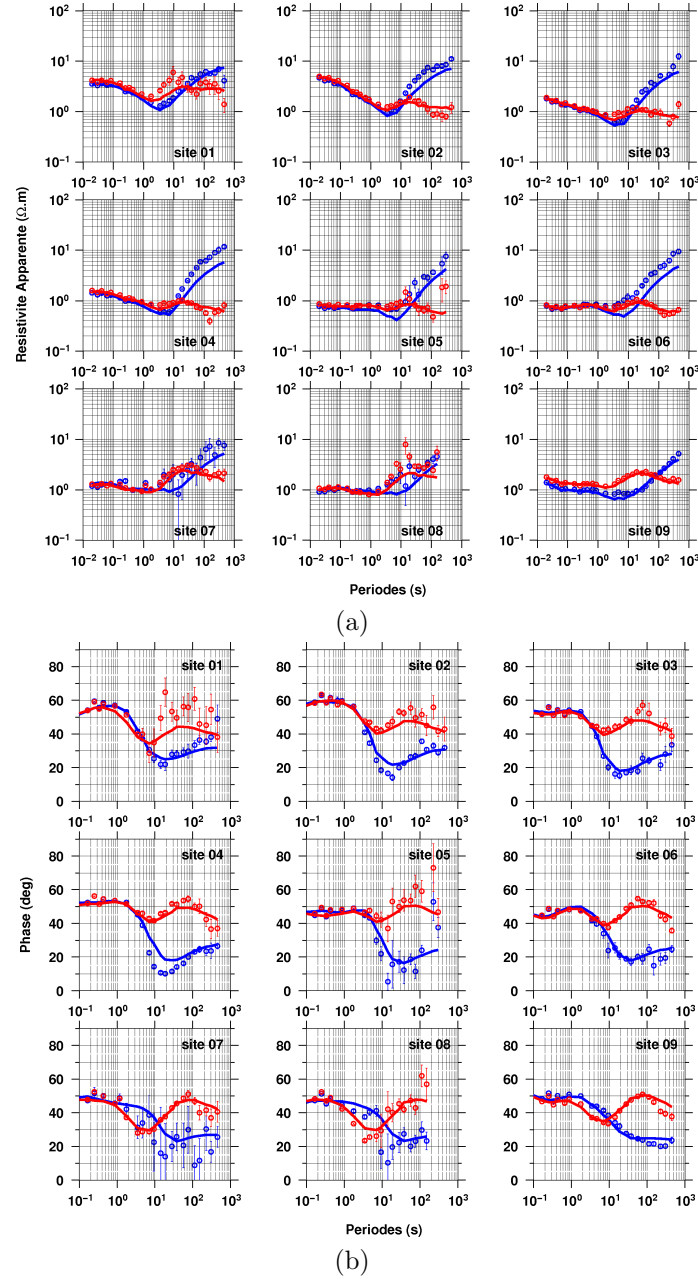


FIG. 4.9: L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil sud représenté sur la figure 4.6 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.

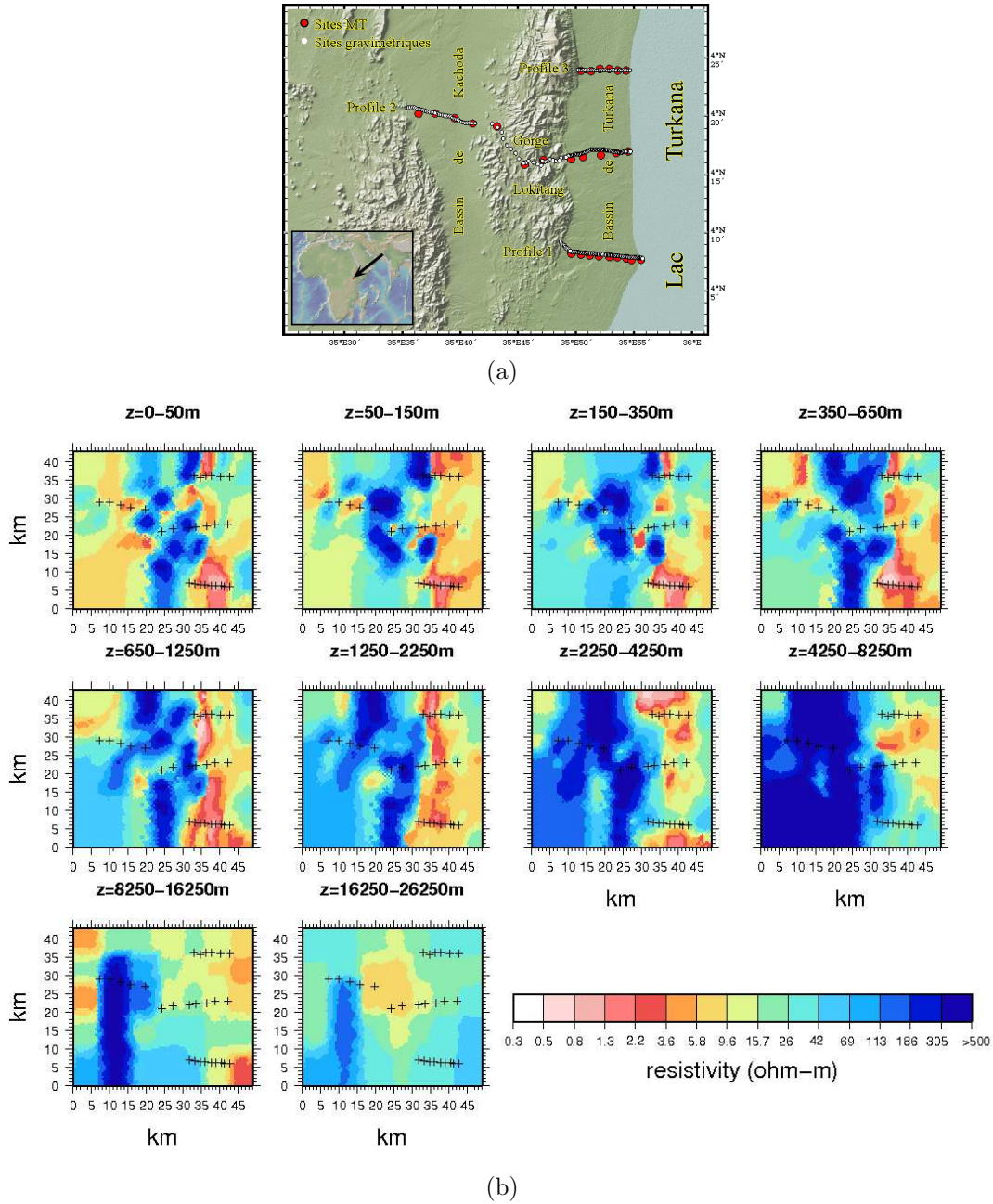


FIG. 4.10: a) Positionnement des 3 profils. b) Résultat de l'inversion 3D des données magnétotelluriques. Les axes d'abscisses représentent la longitude et les ordonnées la latitude. Ils sont représentés en coupes d'épaisseur indiquée par la valeur de z . Les signes "+" indiquent la position des sites MT. Cette inversion est réalisée par Sophie Hautot (e.g. Hautot et al. 2000, 2007).

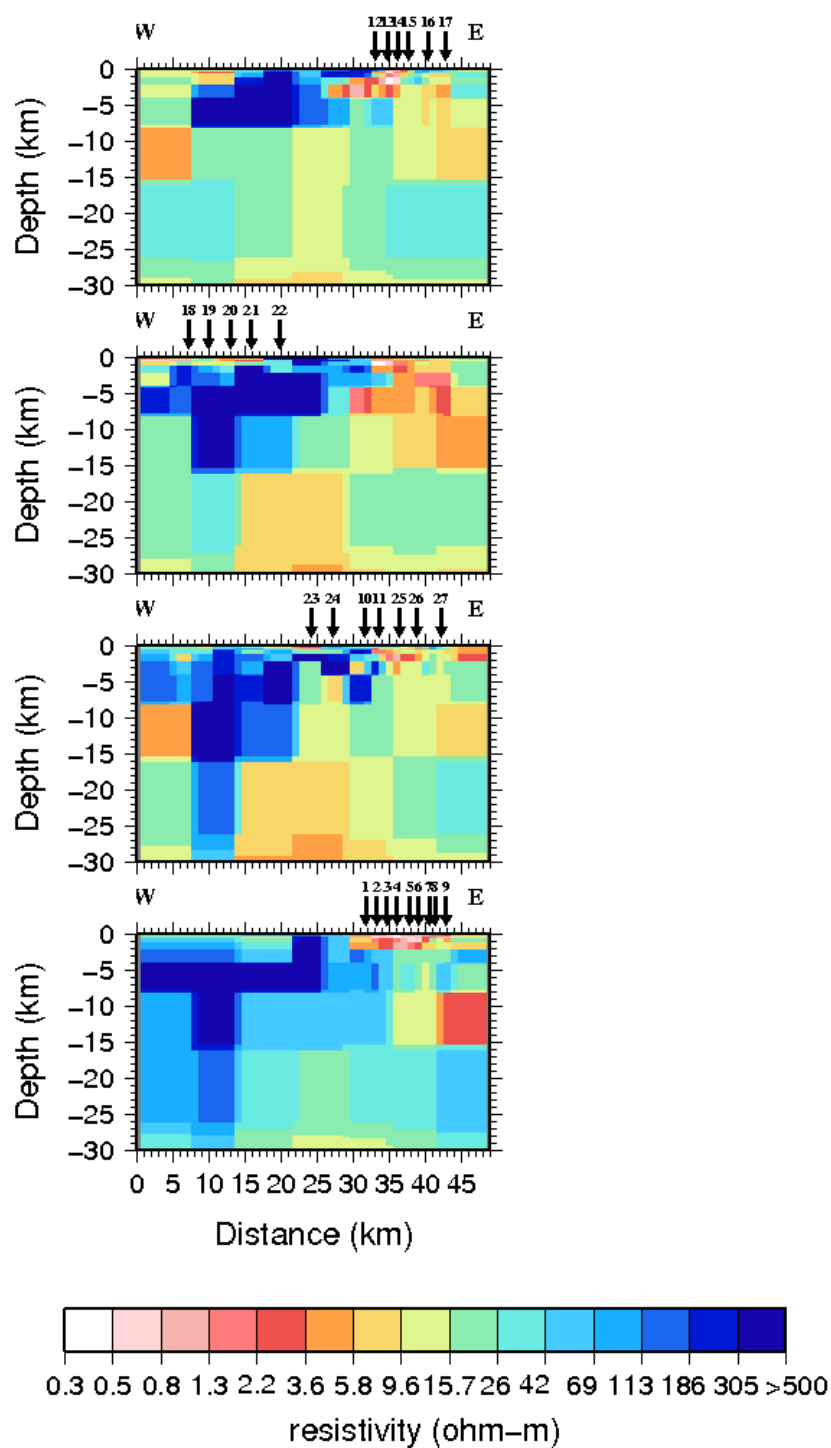


FIG. 4.11: Coupes de résistivité électrique représentées dans le plan (x, z) réalisées à partir des résultats 3D montrés sur la figure 4.10 pour le profil nord (a), le profil centre (b) et (c) et pour le profil sud (d). Les parties les plus contraintes par les données sont celles sous les sites MT montrés par des flèches.

pour l'inversion conjointe des données MT et gravimétriques.

4.6 Inversion conjointe MT-gravimétrie

Les modèles MT montrent des grandes hétérogénéités sous le bassin du Turkana. Les données gravimétriques peuvent être d'une grande utilité dans cette étude de par leur sensibilité aux contrastes latéraux. L'anomalie à l'air libre obtenue dans la région pour les trois profils, que j'ai utilisé dans l'inversion est représentée sur la figure 4.12.

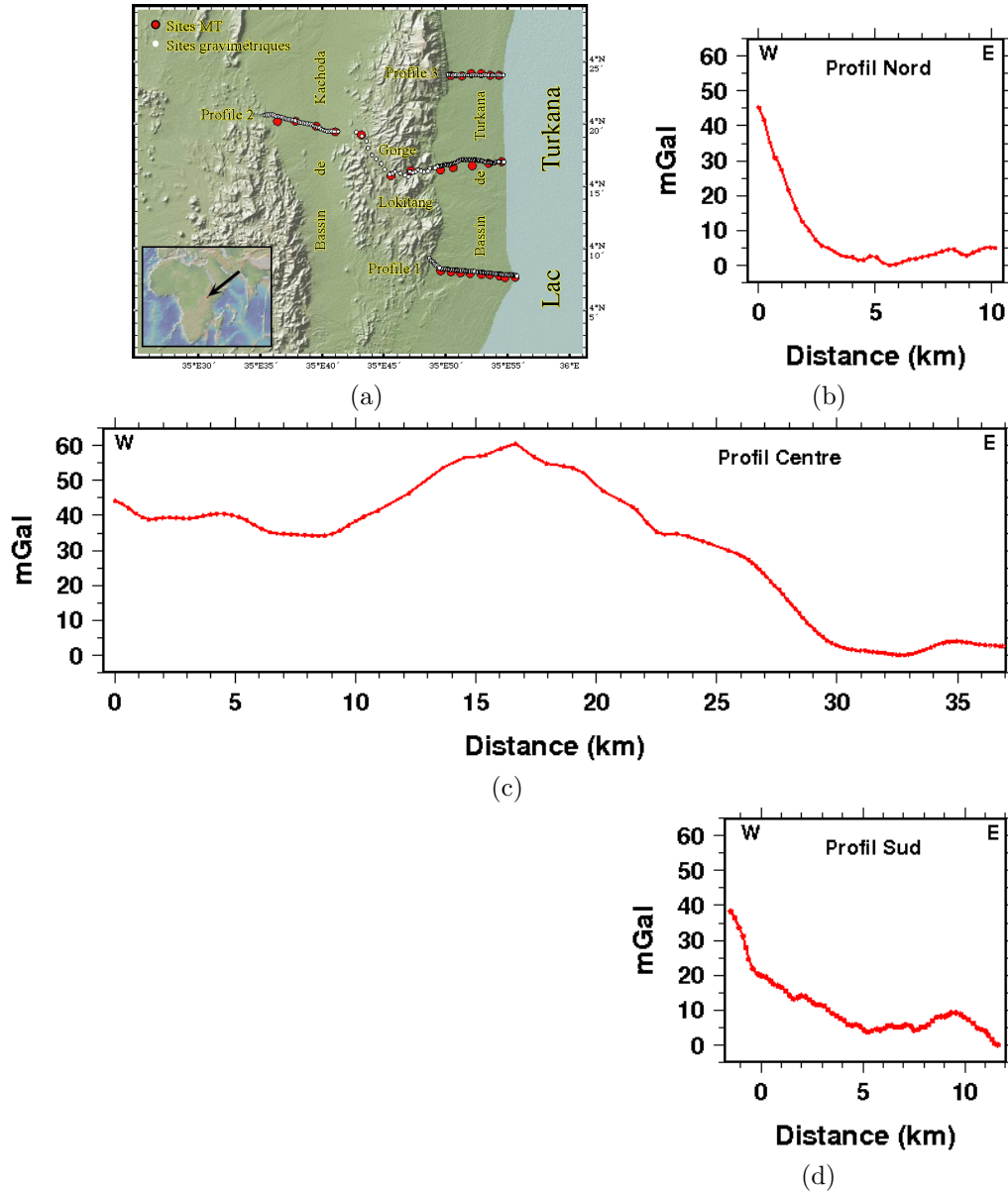


FIG. 4.12: a) Positionnement des 3 profils. L'anomalie à l'air libre obtenue pour le profil nord (b), centre (c) et (d) sud. Les points indiquent la position des stations de mesures.

A partir des résultats obtenus avec l'inversion magnétotellurique et les données gravimétriques, j'ai réalisé une inversion conjointe (Cf. § 3). Je rappelle brièvement ce qu'on peut attendre de cette inversion conjointe :

- D'une part, apporter de nouvelles informations à l'inversion MT à partir des données gravimétriques. Cette information réside dans l'amélioration de la résolution horizontale qui est relativement faible dans le cas de la MT du fait de l'espacement entre les sites d'ordre kilométrique pour un espacement des points gravimétriques de ~ 250 m.
- D'autre part, reconstruire le modèle de densité de la région avec des contraintes structurales apportées par la MT. Ce modèle de densité sera utilisé dans l'inversion conjointe. On obtiendra alors un modèle de la distribution de la résistivité électrique et un modèle de la distribution de la densité. Ces modèles seront obtenus par l'approche structurale qui consiste à utiliser les mêmes structures pour les deux modèles (Cf. § 3).

L'inversion conjointe entre les données magnétotelluriques et gravimétriques s'appuie sur les résultats préliminaires obtenus par l'inversion MT, les modèles de résistivité montrés sur les figures 4.4 - 4.6. L'objectif est de définir des structures où la résistivité électrique est quasiment constante et qui forme ainsi un seul domaine. Ces domaines seront utilisés à la fois comme contrainte et information a priori dans l'inversion des données gravimétriques (Cf. § 3). Les modèles de résistivité ainsi que ceux de densité obtenus par l'inversion conjointe sont représentés sur les figures 4.13 - 4.15.

On peut voir sur les résultats de l'inversion conjointe, que les modèles de densité obtenus (figures 4.13c, 4.14c et 4.15c) présentent des caractéristiques similaires aux modèles de résistivité (figures 4.13b, 4.14b et 4.15b). Une exception néanmoins se présente, à nouveau, pour le profil nord. On peut voir, d'une part, des caractéristiques différentes entre le modèle de résistivité obtenu par l'inversion MT seule (figure 4.4) et celui obtenu par l'inversion conjointe (figure 4.15b). Pour cette dernière, la résistivité est plus faible en profondeur. D'autre part, on peut voir aussi que le modèle de densité obtenu (figure 4.15c) ne présente pas des caractéristiques similaires au modèle de résistivité (figure 4.13b). Cela peut s'expliquer en partie par la présence de la structure 3-D au sud du profil nord mis en évidence par les travaux 3D réalisés par S. Hautot. Pour les autres modèles (figures 4.14 et 4.15), l'inversion est beaucoup plus stable. L'ajustement entre la réponse des modèles de densité obtenus par l'inversion conjointe et les données réelles (air libre) est reporté sur la figure 4.16.

Pour mieux suivre le déroulement du processus de l'inversion conjointe, d'une part et vérifier sa stabilité d'autre part, plusieurs facteurs peuvent être représentés. Les figures (4.17 - 4.19) montrent l'évolution de l'écart de la gravimétrie, de la MT ainsi que l'écart total en fonction du nombre d'itérations. On peut voir clairement pour le cas du profil nord (figure 4.17) que l'écart de la MT diverge à l'itération 2676 où il atteint un maximum. Cette divergence ne se manifeste pas sur l'inversion gravimétrique. C'est dû au fait que la réponse gravimétrique se calcule par la sommation de tous les effets de chaque bloc, ce qui fait qu'elle converge et propose toujours une solution. La MT quant à elle, est basée sur l'induction électromagnétique, les données MT sont donc

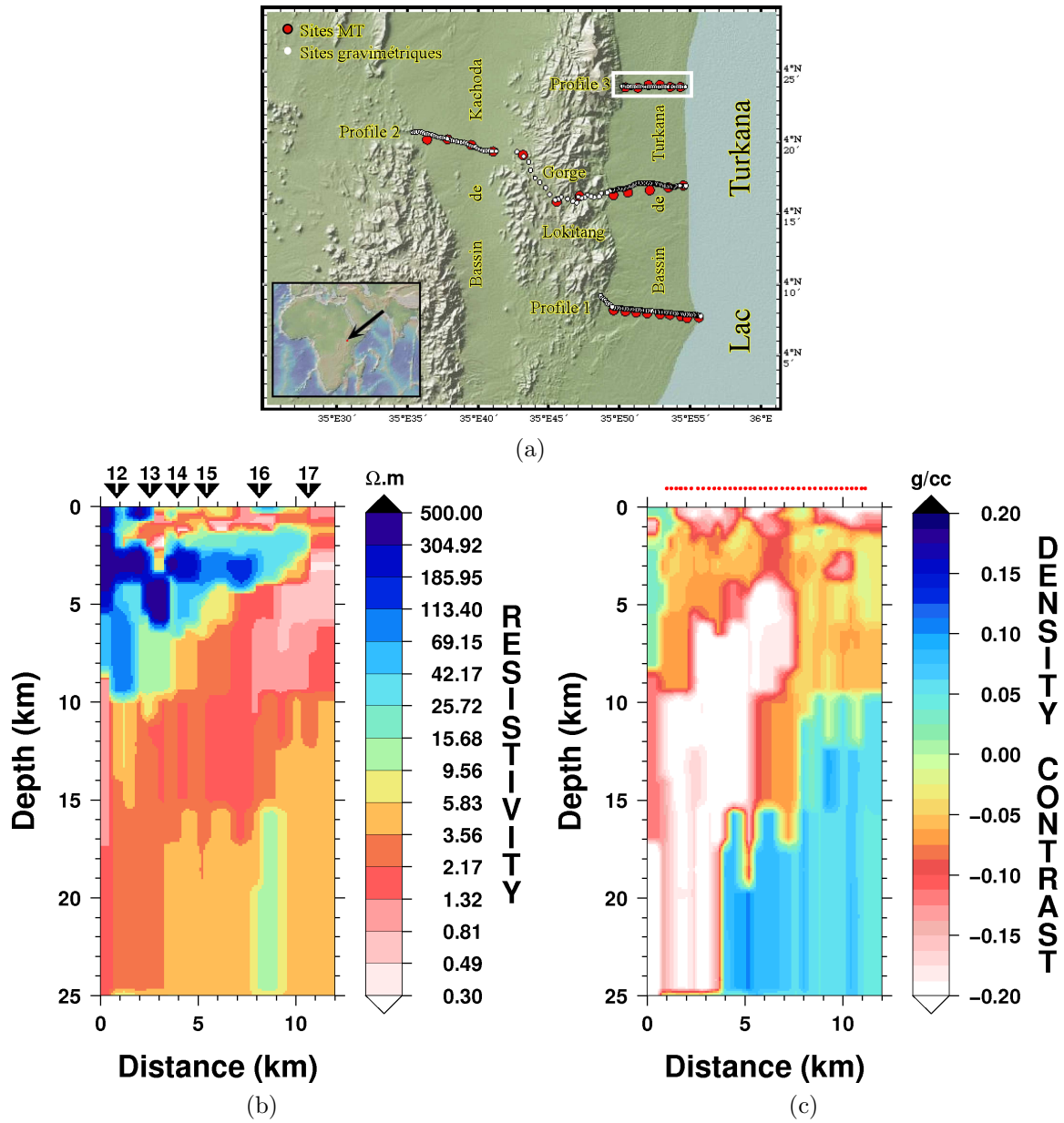


FIG. 4.13: a) Positionnement du profil 3. Les modèles de résistivité (b) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil nord. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3 . Les points rouges sur (c) représentent les positions des stations de mesure.

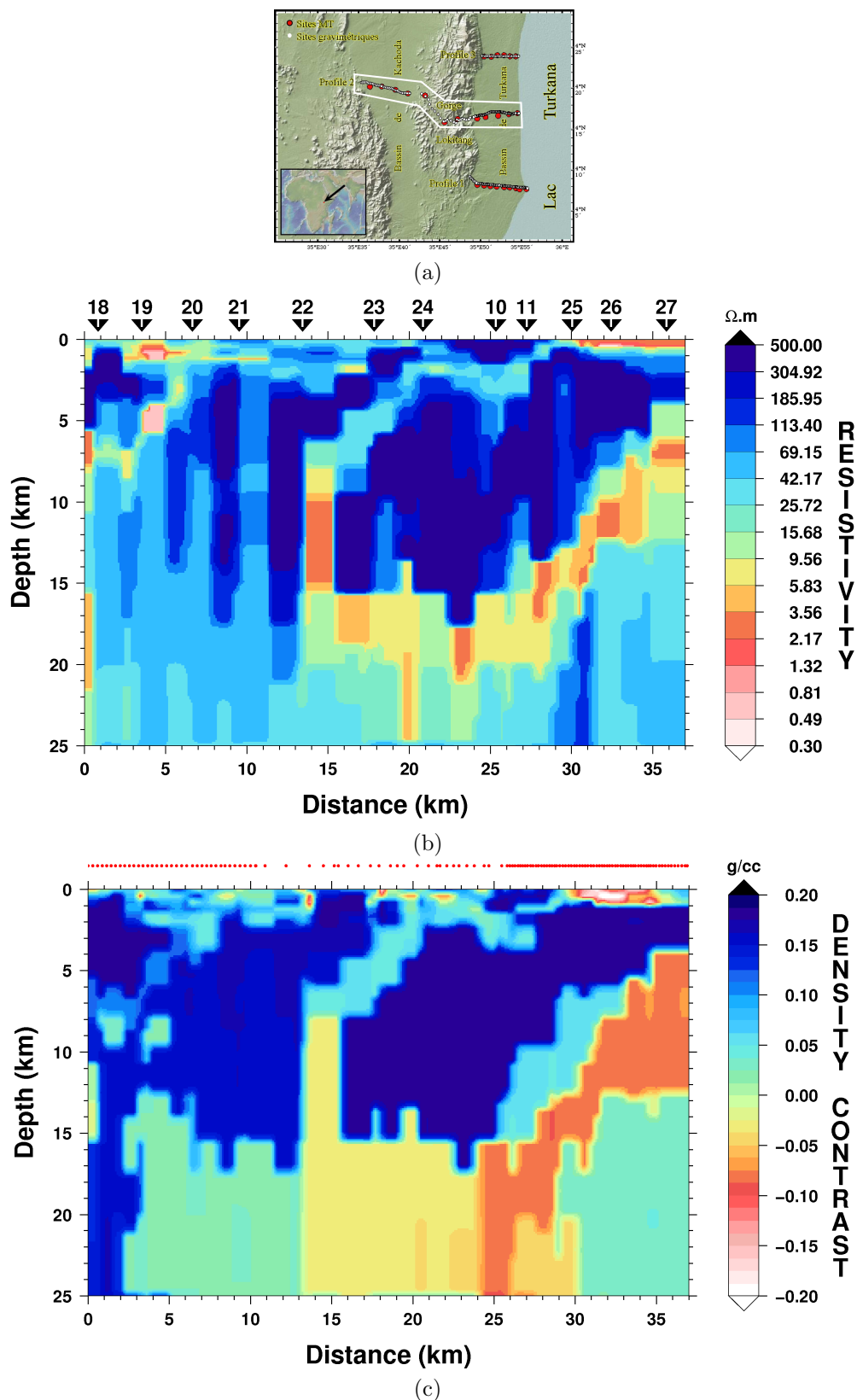


FIG. 4.14: a) Positionnement du profil 2. Les modèles de résistivité (b) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil centre. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3 .

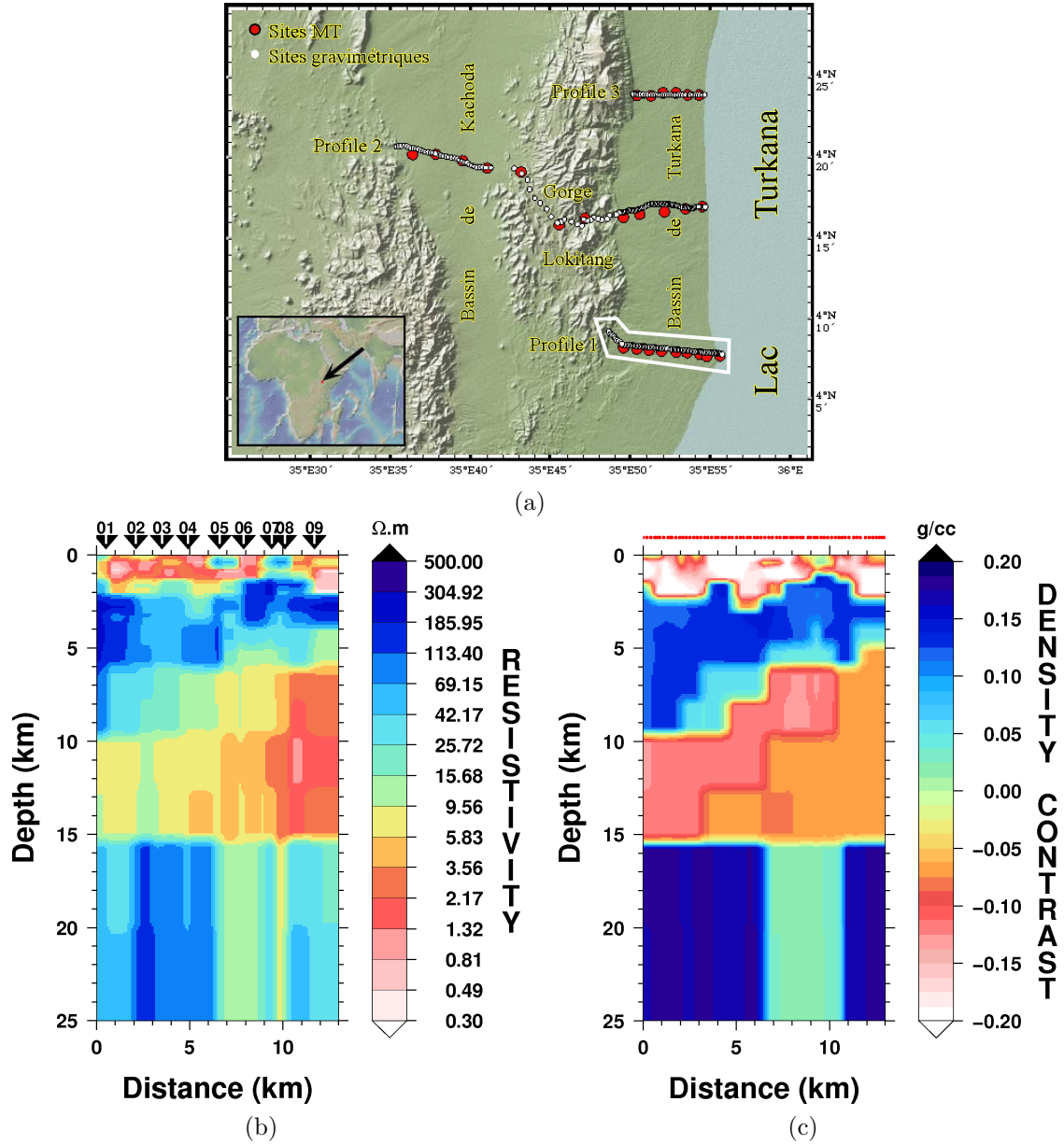


FIG. 4.15: a) Positionnement du profil 1. Les modèles de résistivité (b) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil sud. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3 .

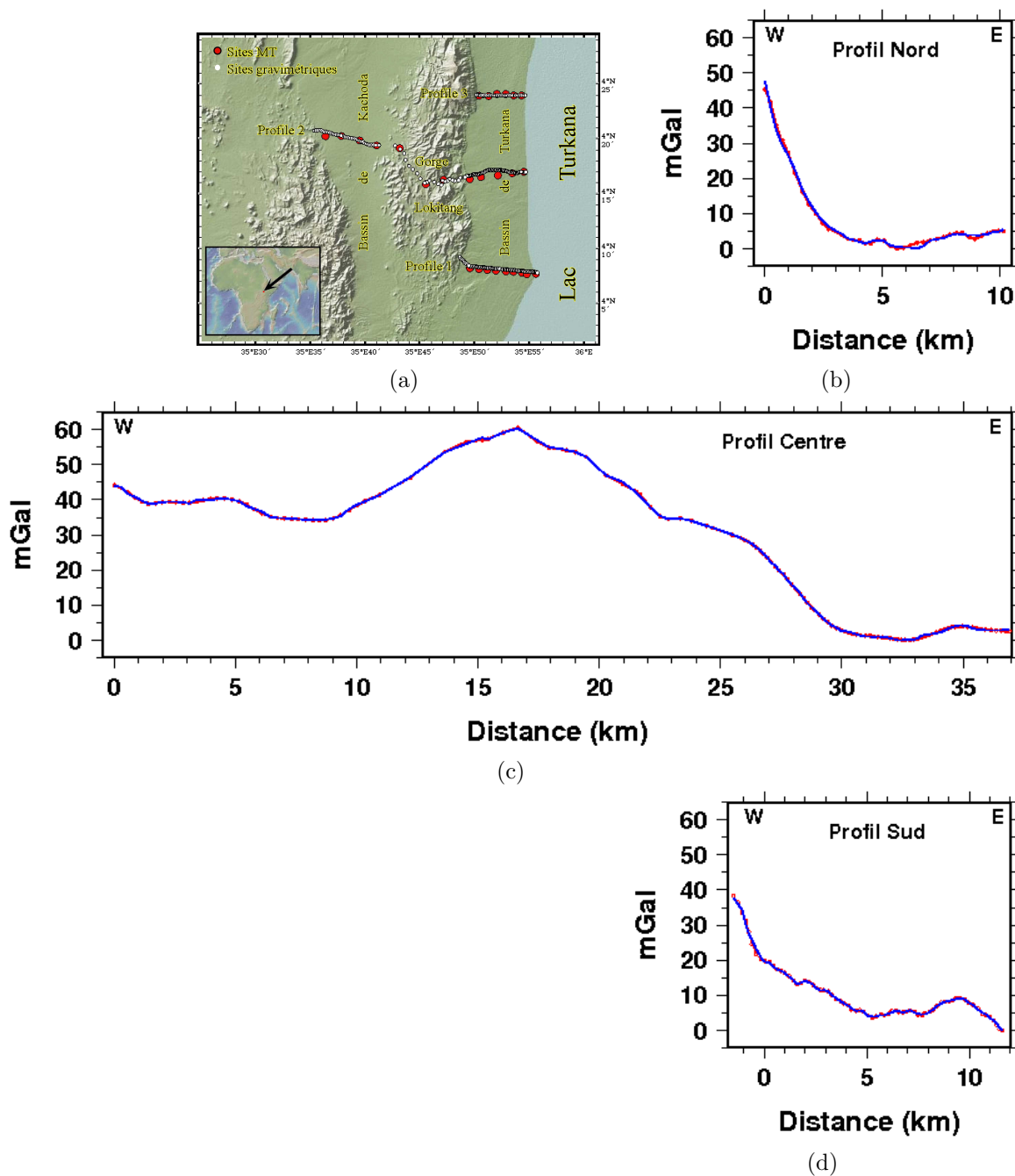


FIG. 4.16: a) Positionnement des 3 profils. Ajustement entre les données mesurées (en rouge) et la réponse des modèles obtenus par l'inversion conjointe (en bleu) pour les trois profils. a) La réponse du modèle de densité montré sur la figure 4.13c du profil nord, b) la réponse du modèle de la figure 4.14c du profil centre et (c) la réponse du modèle montré sur la figure 4.15c du profil sud.

très sensibles à la distribution des structures dans un grand volume autour du point de mesure.

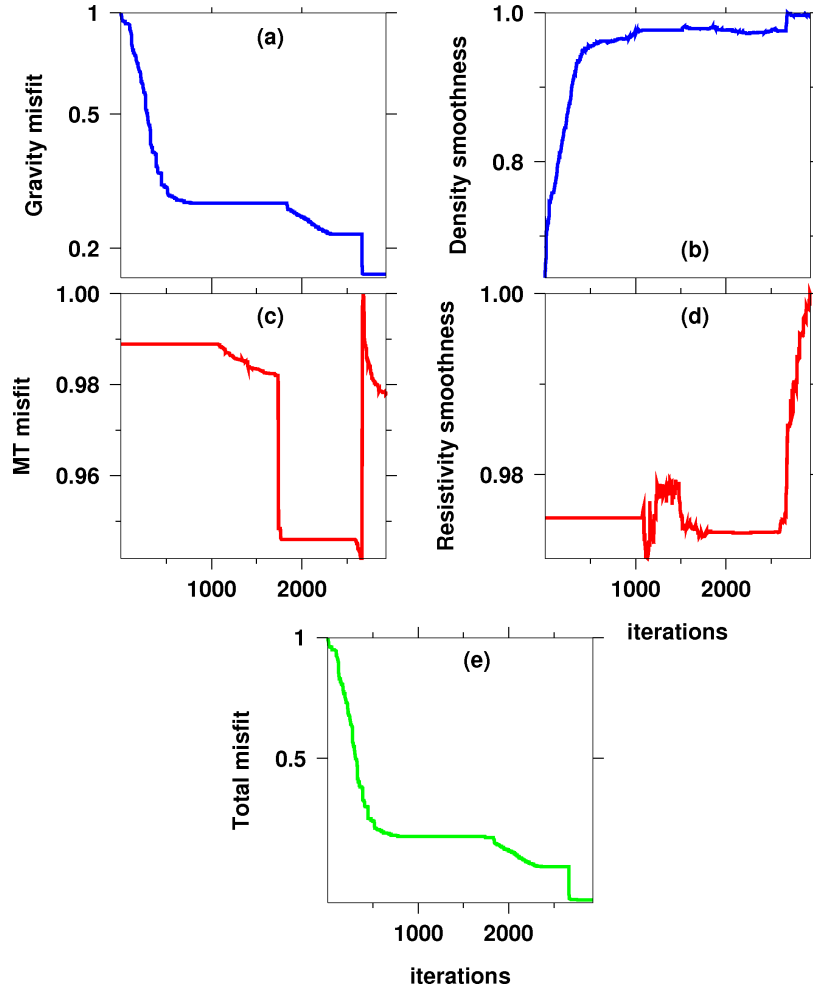


FIG. 4.17: Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil nord. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables.

L'inversion conjointe des deux autres profils n'a pas posé de problème et le résultat est stable (figure 4.18 et 4.19). Sur la figure 4.18 on peut identifier trois étapes successives au cours du processus d'inversion. Pendant la première étape (notée 1 sur la figure 4.18), l'algorithme recherche un modèle de densité très proche du modèle initial proposé par l'utilisateur. La densité varie pour ajuster au mieux la réponse du modèle aux données. Durant cette étape 1, on peut voir sur la même figure (figure 4.18) que seul l'écart de la gravimétrie diminue tandis que l'écart de la MT reste constant. Ensuite, pendant la deuxième étape, notée 2 sur la figure 4.18, l'algorithme suit la même procédure que pendant l'étape 1 mais cette fois-ci pour ajuster les données magnéto-

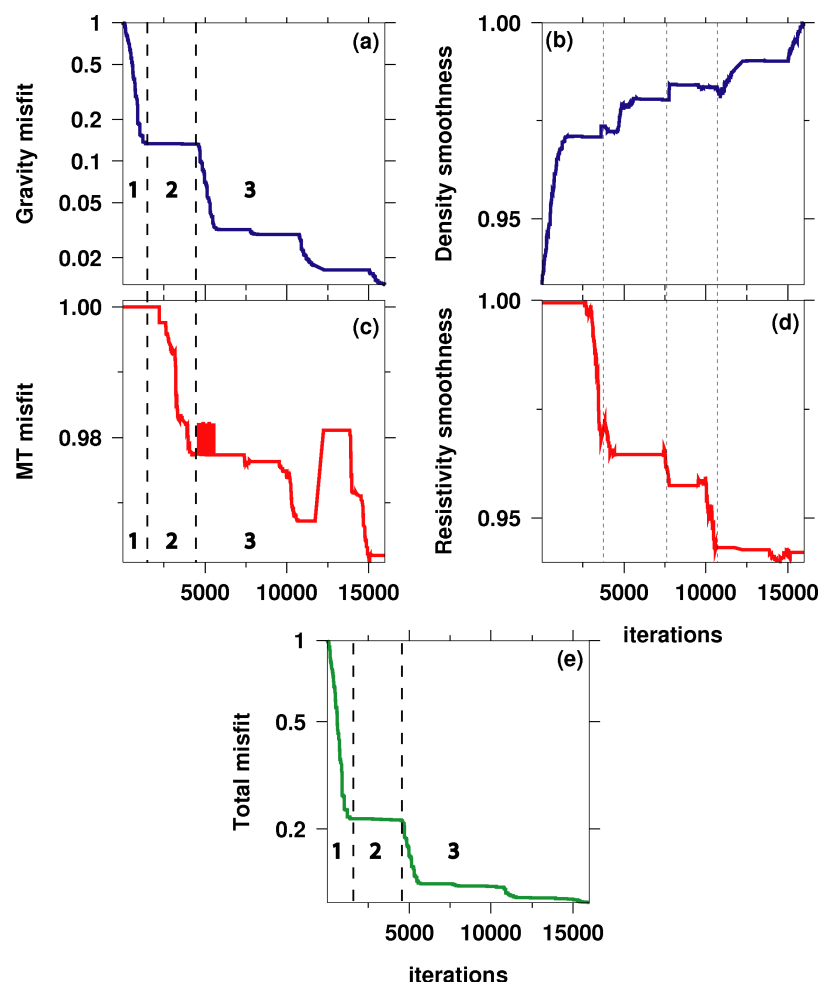


FIG. 4.18: Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil centre. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Les chiffres 1, 2 et 3 désignent les 3 étapes successives pendant une même inversion conjointe (voir le texte pour plus d'explication). On peut remarquer dans (b) et (d) que la variation d'un paramètre (résistivité ou densité) engendre la variation de l'autre paramètre et cela pour maintenir la convergence du processus d'inversion. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables.

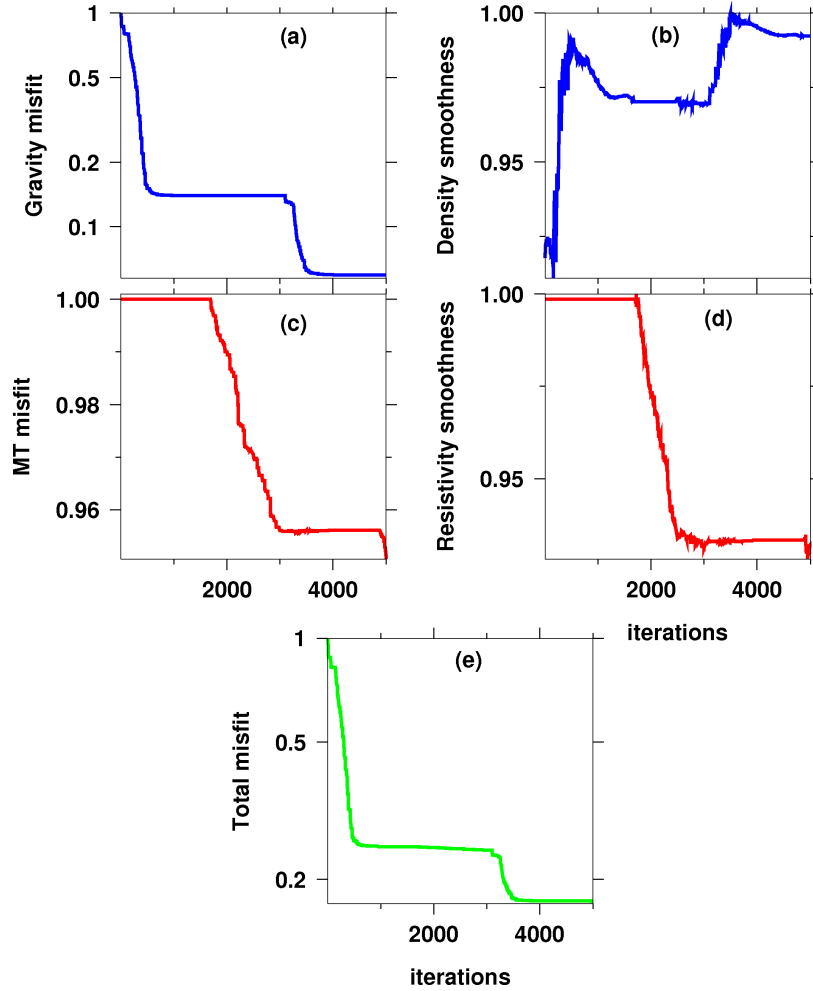


FIG. 4.19: Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil sud. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables.

luriques. L'écart de la MT diminue tandis que l'écart de la gravimétrie reste constant. Pendant l'étape finale (notée 3), l'algorithme inverse simultanément les densités et les résistivités. On remarque que l'écart de la gravimétrie et l'écart de la MT progressent et diminuent ensemble pour faire converger le processus de l'inversion conjointe qui se traduit par la diminution de l'écart total. On peut identifier clairement l'influence de la variation de la densité au début de cette étape (3), où l'écart de la gravimétrie diminue et l'écart de la MT augmente (figure 4.18c) légèrement pour chercher le modèle qui satisfait au plus les deux paramètres. D'autre part, on constate parfois que la variation d'un paramètre (la résistivité électrique ou la densité) influence l'autre, ce qui fait diminuer les deux écarts. Cela est visible, par exemple, sur la figure 4.18e et *d* à l'itération ~ 7540 où on remarque une diminution du contraste de résistivité et une augmentation du contraste de densité nécessaires pour diminuer à la fois l'écart de la MT et l'écart de la gravimétrie. D'autres événements sont observables sur la même figure (4.18e et *d*) pour le profil centre. Ces mêmes étapes peuvent être observées également pendant l'inversion du profil sud (figure 4.19).

4.7 Discussion et interprétation

Les modèles obtenus à partir de l'inversion conjointe MT-gravimétrie offrent une image de la structure de la croûte et du manteau supérieur sous le rift Turkana. Ils apportent des informations nouvelles sur la structure des bassins de rift, ici Turkana et Kachoda, et sur les processus profonds qui ont contrôlé leur mise en place. L'interprétation de ces modèles est par conséquent présentée ici en deux parties : la partie la plus superficielle (0-3km) pour la structure et la stratigraphie des bassins sédimentaires, et la partie profonde (jusqu'à 25km) pour l'étude des processus géodynamiques à l'origine du rifting.

4.7.1 Structure des bassins du Rift

Le bassin de Turkana est supposé être le bassin le plus actif aujourd'hui par rapport aux autres bassins dans la même région. Ce fossé est aujourd'hui limité dans sa partie nord-ouest par la faille bordière de Murua Rith-Lapur, orientée sud-nord. C'est à partir de cette faille que le profil sud a été effectué, de même pour le profil nord (figure 4.1). Le profil centre recoupe cette faille à la sortie de la Gorge de Lokitaung.

Les modèles de résistivité et de densité obtenus à partir de l'inversion conjointe pour les trois profils sont représentés sur les figures (4.20 - 4.22) jusqu'à 3 km de profondeur. Ces modèles se caractérisent par trois unités principales : une partie conductrice plus proche de la surface (résistivité inférieure à $10 \Omega.m$), une partie résistante (supérieure à $100 \Omega.m$) et une autre partie à résistivité intermédiaire (entre 10 et $100 \Omega.m$). Les modèles de densités obtenus (figures 4.20c, 4.21c et 4.22c) présentent des caractéristiques similaires pour les profils centre et sud (figures 4.21c et 4.22c). Par contre pour le profil nord, on constate des différences en terme de structures. Cela est dû en partie à la présence de structure tri-dimensionnelle en profondeur qui se situent entre ce profil et le profil centre (Cf. § 4.5). Les caractéristiques des profils centre et sud montrent

une bonne corrélation entre la variation de la résistivité et la densité. D'une manière générale, une structure conductrice correspond à une structure moins dense et à l'inverse, une structure résistante correspond à une structure plus dense. Les contrastes de résistivité et surtout de densité, particulièrement grands, mettent en évidence la structure complexe du bassin du Turkana.

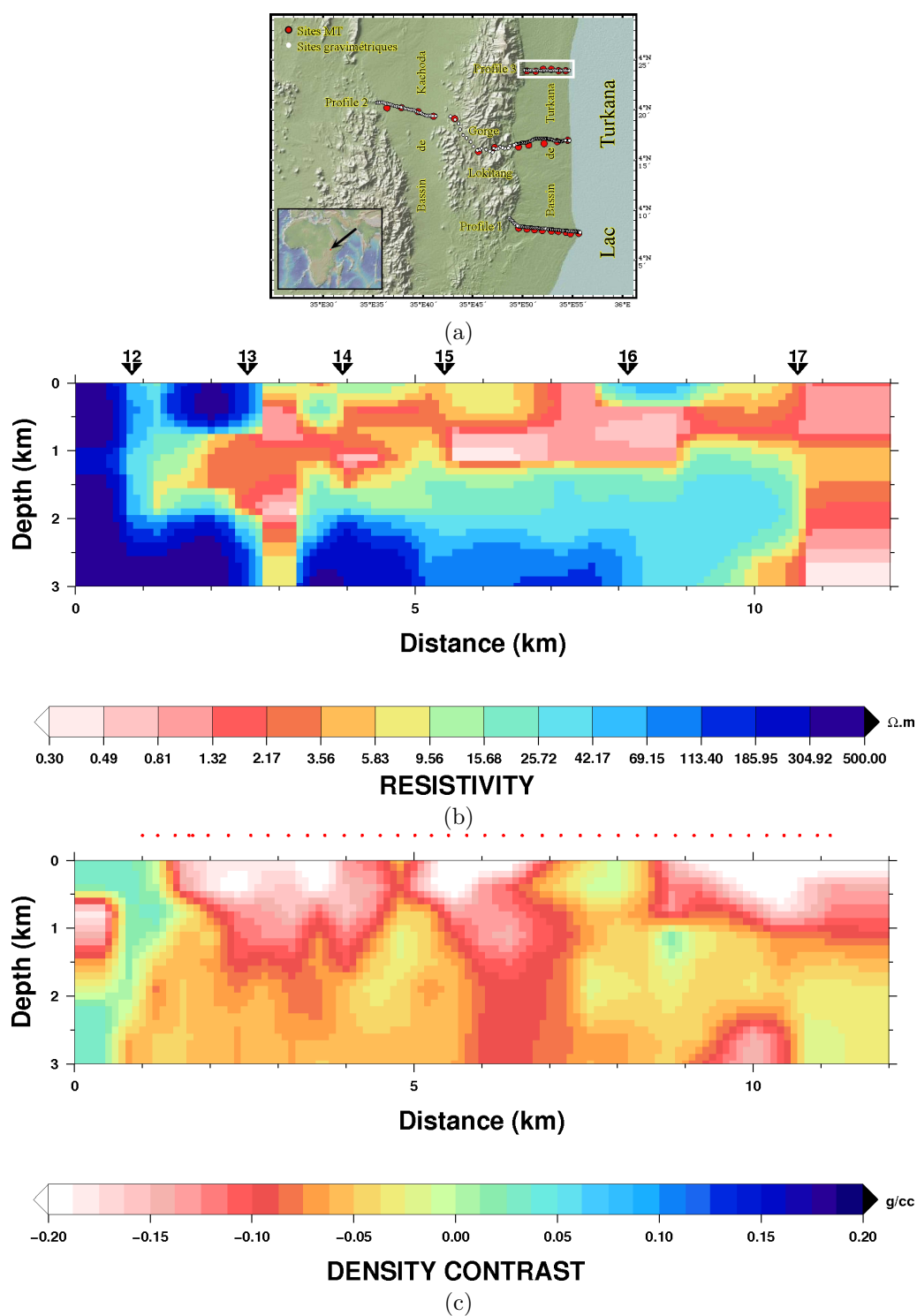


FIG. 4.20: a) Plan de position. b) Le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle ainsi que le modèle de densité (c) du profil nord. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de $2.67 g/cm^3$.

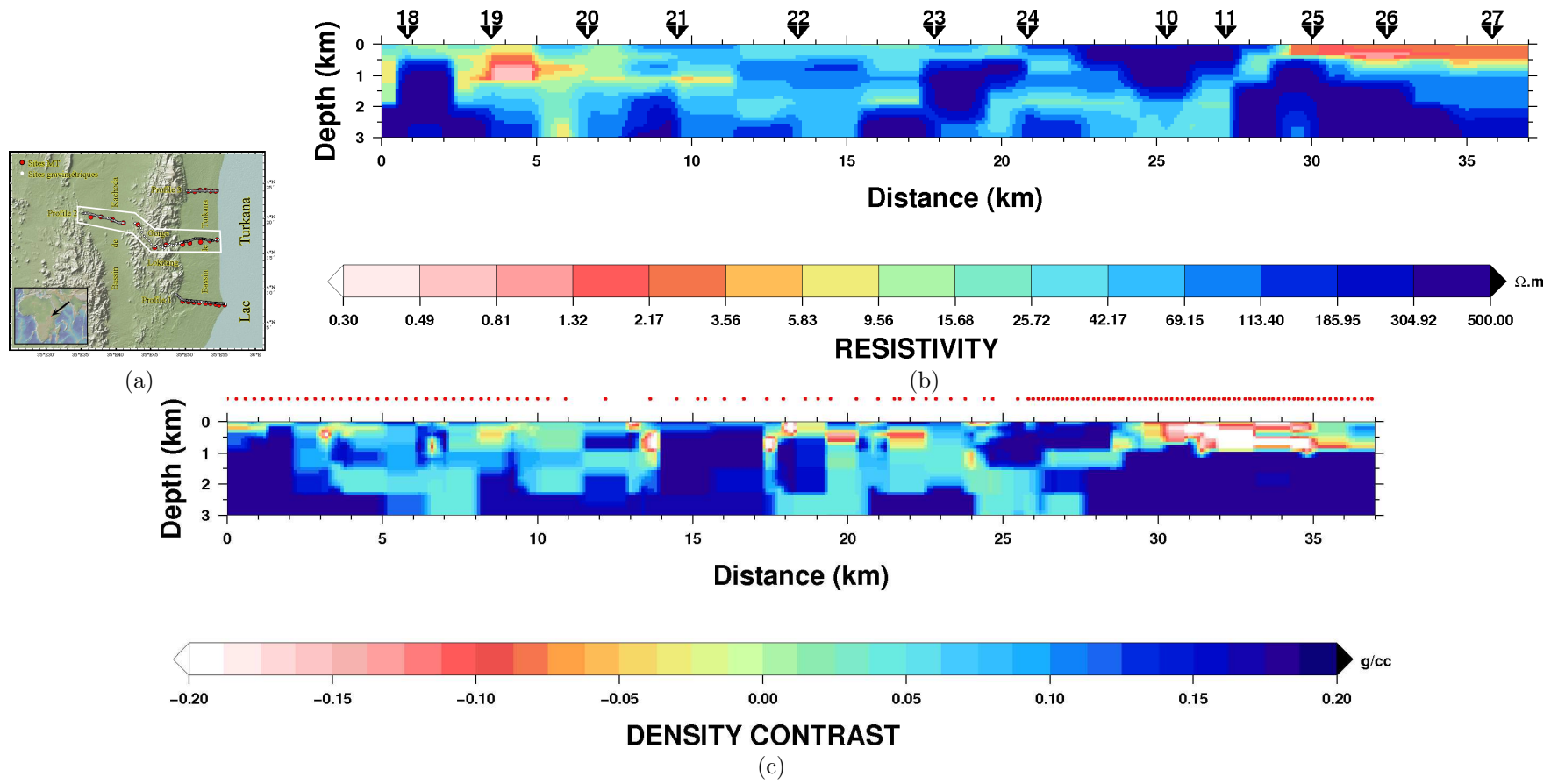


FIG. 4.21: a) Plan de position. b) Le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle du profil centre. c) le modèle de densité qui lui correspond. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de $2.67 g/cm^3$.

Un des principaux objectifs de cette partie de l'étude a été de déterminer la stratigraphie du remplissage volcano-sédimentaire dans la partie ouest du bassin de Turkana. Je commence l'interprétation des résultats géophysiques par le profil sud. Le modèle de résistivité obtenu (figure 4.22b) montre une limite entre un domaine très conducteur ($< 10 \Omega.m$) et un autre domaine moyennement résistant où les résistivités varient entre 10 et $100 \Omega.m$. Cette limite se trouve à une profondeur de ~ 1.8 km à l'extrémité ouest du profil. Cette limite diminue en profondeur en allant vers l'est. Il vient ensuite un domaine plus résistant dont les résistivités dépassent la valeur de $100 \Omega.m$.

La limite entre domaine très conducteur et domaine moyennement résistant est attribué au toit des basaltes. La deuxième limite juste au-dessous est attribuée à l'interface roches volcaniques-grès ou roches volcaniques-socle. Car, en fonction des informations géologiques acquises à l'affleurement (Cf. 4.2.2), on sait que sous les basaltes peuvent se trouver les grès de Lapur ou le socle. Cependant, l'identification des grès sous le volcanisme est très difficile car on pense que la limite entre les grès et le socle (sous réserve que les grès existent toujours à la latitude du profil sud) ne sera pas visible (figure 4.23). En effet, des grès bien consolidés et le socle possèdent tous deux des valeurs de résistivité élevées et qui sont sans doute voisines. Il faut ajouter à cela leur profondeur importante (+ 2 km) et leur faible épaisseur. Cette épaisseur ne dépasse pas la valeur de 500 m qui représente la hauteur des grès visibles en affleurement dans le profil centre. Pour les valeurs de densité, le contraste entre les sédiments et les roches volcaniques est $\sim 0.12 g/cm^3$ (contraste établi par rapport à une densité de $2.67 g/cm^3$). Le même contraste est visible aussi entre les roches volcaniques et le socle. Les roches volcaniques, selon les roches affleurantes en surface, montrent une grande abondance de joints et diaclases qui résultent du débit en prismes des laves, ce qui expliquerait des valeurs de résistivité assez moyennes. Le modèle géologique proposé pour ce profil et déduit de la MT et la gravimétrie est présenté sur la figure 4.24. On identifie bien la faille de Murua Rith-Lapur à l'ouest du profil ainsi que d'autres failles donnant au bassin la structure d'un demi graben. Cette interprétation coïncide bien avec une interprétation faite sur la base des données sismiques réflexion sur le même profil (Wescott et al. 1999). Les résultats sismiques (figure 4.25) placent la limite sédiments récents – basaltes sur la partie ouest du profil à une profondeur de ~ 2 secondes temps double. Cette interface ensuite diminue vers l'est, et au travers d'un système de failles normales, pour se situer à une distance de ~ 0.5 secondes en temps double. La première interface dans le modèle de résistivité correspond bien à la limite sédiments récents – roches volcaniques identifiée par la sismique pour le même profil. En effet, pour une vitesse moyenne des ondes sismiques dans les sédiments de $\sim 1900 m/s$ (valeur de vitesse utilisée par Wescott et al. (1999)), le toit des basaltes se trouve à une profondeur de 1.9 km (2 s en temps double). Cette profondeur est très proche de celle estimée par le modèle de résistivité (~ 1.8 km). Les contraintes fournies par la sismique pour ce profil nous permettent de le prendre comme repère dans l'identification des résistivités des différents milieux. L'objectif est donc d'interpréter les modèles de résistivité et de densité obtenus pour les autres profils et de comparer les interprétations.

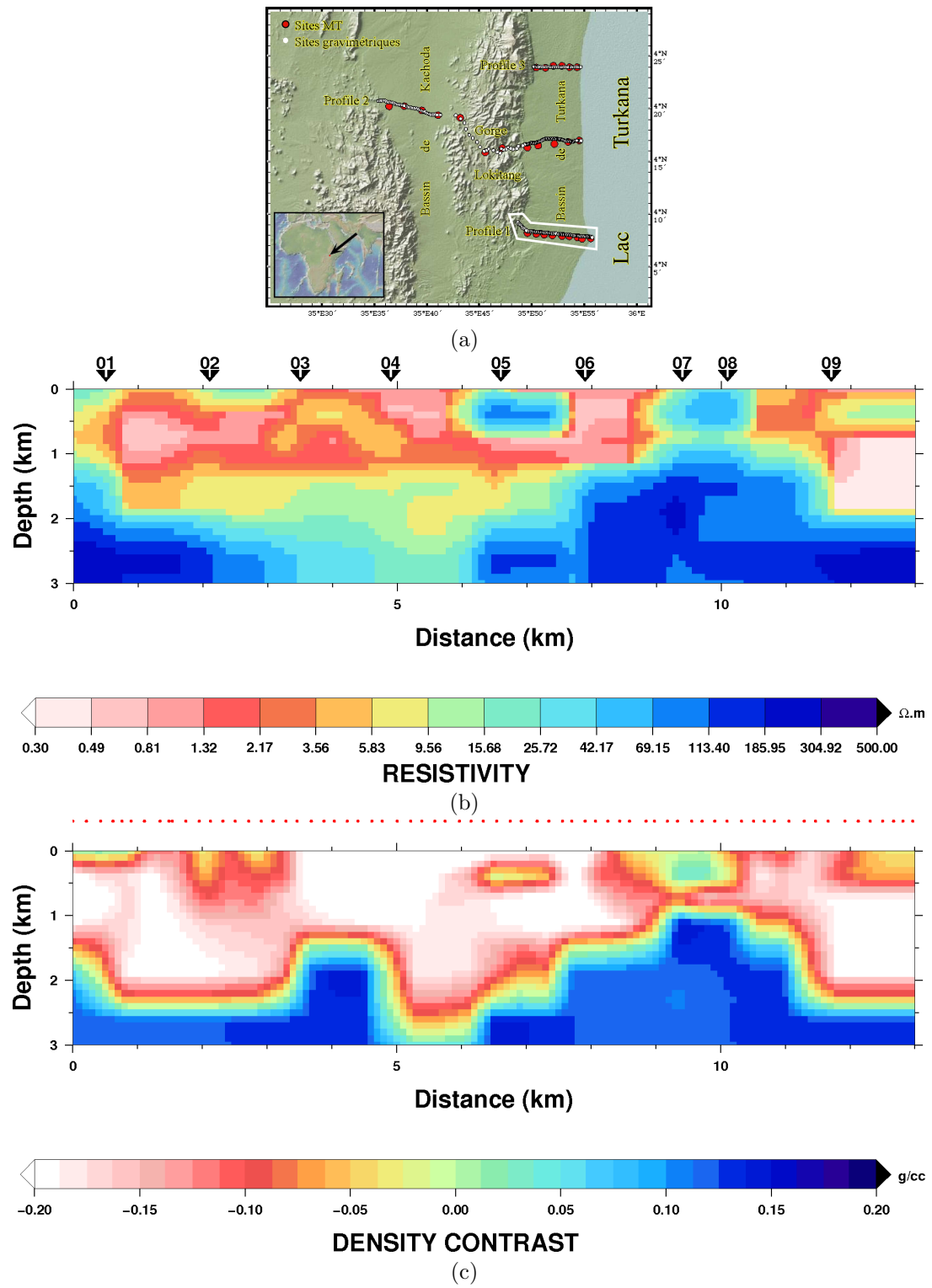
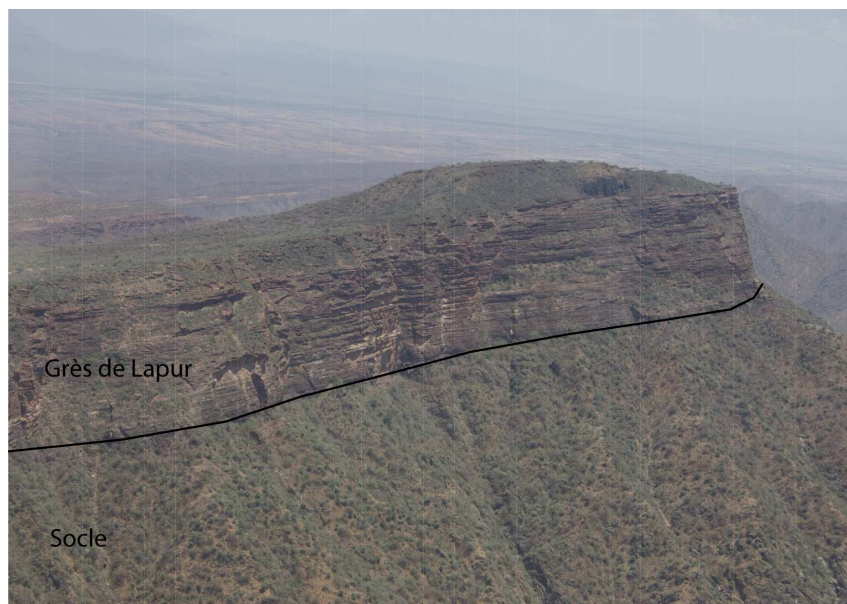
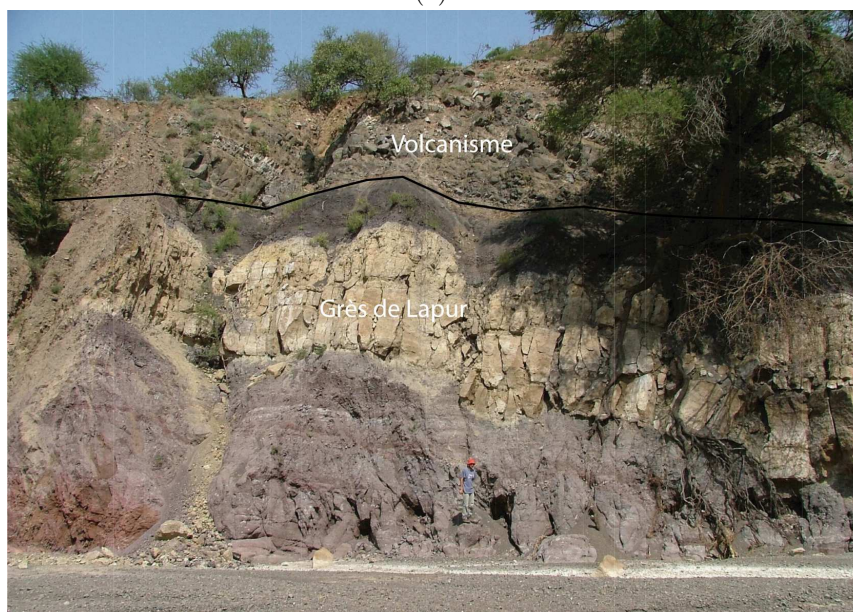


FIG. 4.22: a) Plan de position. b) le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle du profil sud. c) le modèle de densité obtenu pour le même profil. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de 2.67 g/cm^3 .



(a)



(b)

FIG. 4.23: a) Vue d'hélicoptère de la falaise de « Lapur Peak », formée par les grès de Lapur (épaisseur moyenne environ 100-150 m en cet endroit). Sous les grès de Lapur se trouve le socle précambrien essentiellement formé par des amphibolites. b) Rive droite de la Gorge de Lokitaung, contact entre les grès de Lapur et les laves de la formation « Turkana Volcanics » (communication personnelle de J.-J. Tiercelin).

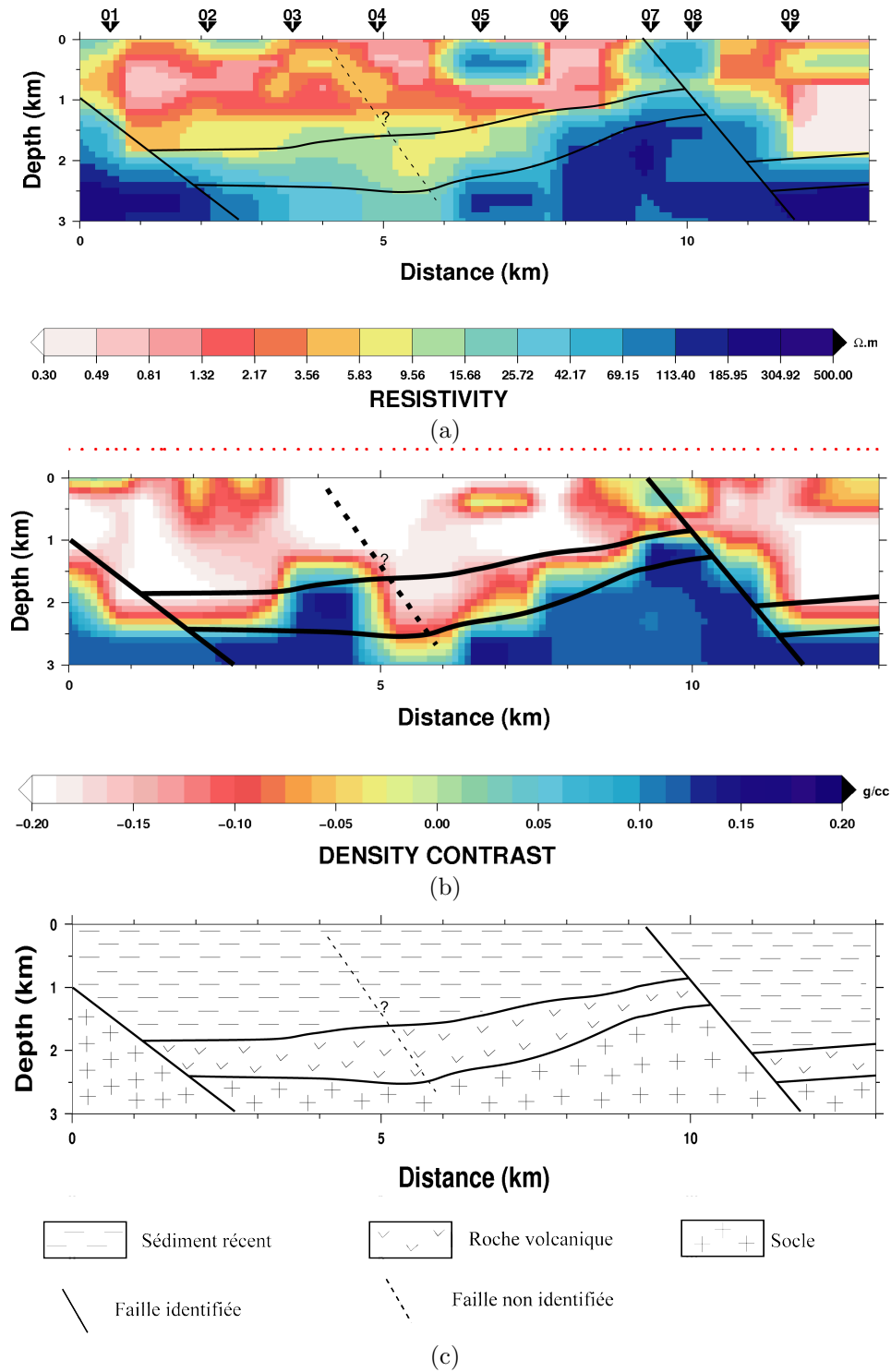


FIG. 4.24: Interprétation géologique du profil sud. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique obtenu en se basant sur les données de résistivité et de densité caller avec l'interprétation sismique réalisée par Wescott et al. (1999). Le modèle de résistivité et de densité montrent quelque caractéristique différente, c'est dû au fait que nous sommes focaliser sur la partie profonde. Pour savoir si ces caractéristiques sont des artefactes ou non, il faudrait construire une autre fonction géométrique en se basant seulement sur les premier 5 km.

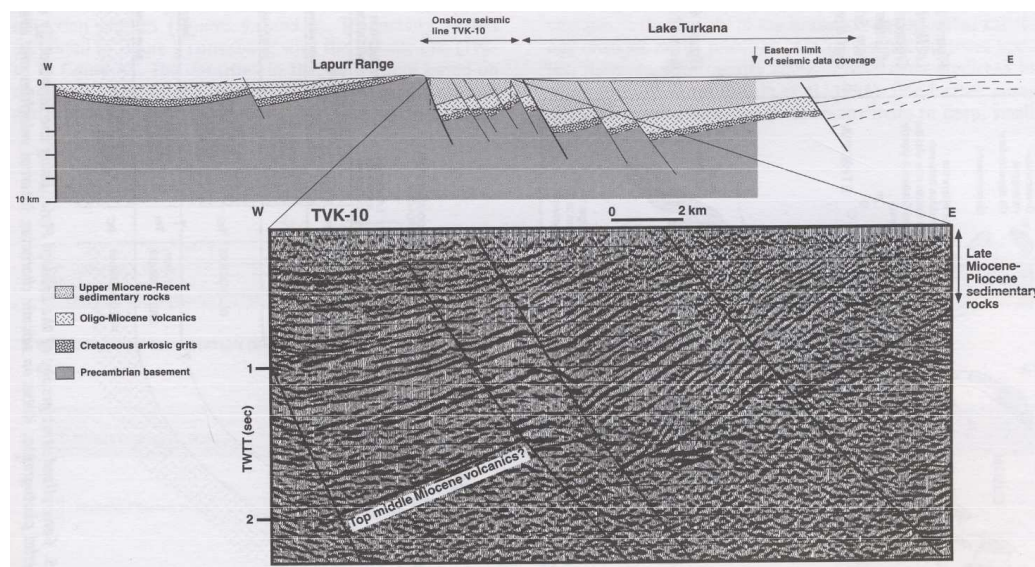


FIG. 4.25: Interprétation de la ligne sismique TVK-10 par Wescott et al. (1999).

Le profil nord montre des structures similaires à celles vues pour le profil sud. On identifie les sédiments récents jusqu'à ~ 2 km de profondeur sur le côté ouest, qui passent à une profondeur de ~ 1.5 km au centre du profil pour se situer ensuite à une profondeur de ~ 1 km entre les stations 16 et 17. On retrouve alors bien le pendage vers l'ouest visible en affleurement. On peut remarquer aussi que l'épaisseur des sédiments diminue du nord au sud, ils passent de 2 à 1.8 km et on retrouve le deuxième pendage vers le sud qu'on voit en surface. Les sédiments sur le profil nord ont des valeurs de résistivité comparables à celles observées sur le profil sud. Juste au dessous, on retrouve les roches volcaniques d'une épaisseur comparable à celle observée au sud sur la partie ouest mais leur épaisseur devient plus importante en allant vers l'est. Ils passent de 500-600 m à l'ouest à un peu moins de 1.5 km à l'est. Sous ces roches volcaniques, en principe on devrait trouver les ~ 500 m des grès de Lapur visibles en surface dans le profil nord. Mais comme mentionné ci-dessus, on pense que leur contraste de résistivité avec le socle est très faible ce qui rend leur identification très difficile. Si on veut suivre la logique géologique visible à l'affleurement (figure 4.23a), les grès de Lapur devraient être présents au-dessous du volcanisme mais avec nos résultats, on ne peut ni confirmer ni infirmer cette hypothèse. En dessous de cette succession stratigraphique, on retrouve le socle avec des résistivités élevées similaires à celles visibles au sud ($>100 \Omega.m$). Les valeurs de densité sont faibles en surface et augmentent continuellement avec la profondeur. Ça reflète bien le contraste croissant entre sédiment récent-roche volcanique grès/ou socle. La faille de Murua Rith-Lapur est identifiée à l'ouest de ce profil au même niveau que pour le profil sud. Le modèle géologique proposé pour ce profil est montré sur la figure 4.26. Sous la station 17, on image essentiellement un bassin situé à l'est du profil, qui serait donc sous le lac Turkana. Ce bassin est visible sur l'interprétation des données sismiques étendues vers l'est (figure 4.25) sous le lac

Turkana. Comme le principe de la MT est l'induction électromagnétique dans le sous-sol, les données MT sont très sensibles aux structures se trouvant sous une station ainsi qu'à proximité.

Le profil centre recoupe deux bassins parallèles, le Bassin de Kachoda dans sa partie ouest, et le Bassin du Turkana dans sa partie Est. La discussion sera portée sur ces deux parties. Dans le Bassin du Turkana, le côté est du profil montre des caractéristiques similaires aux autres profils (sous les stations 25, 26 et 27). On identifie les sédiments récents (Pléistocène-Holocène) avec une épaisseur moins importante qu'au nord et au sud (~ 1 km). Juste au-dessous, on retrouve les roches volcaniques avec une épaisseur qui augmente de l'ouest vers l'est. Au-dessous et si on suit les informations de l'affleurement, les grès de Lapur devraient être présents avec une épaisseur de l'ordre de 500 m. Les stations 24, 10 et 11 sont situées sur les grès de Lapur (communication personnelle de J.-J. Tiercelin). On voit que les valeurs de résistivités sont élevées ($> 100 \Omega.m$), cela renforce mon explication précédente sur la difficulté de différencier les grès de Lapur du socle. Ces deux formations présentent des valeurs de résistivité très importantes. Sous cette stratigraphie, on retrouve le socle qui est bien caractérisé par les contrastes élevés de résistivité et de densité. Je note aussi que la faille de Murua Rith-Lapur est moins marquée par rapport au sud et au nord. Le modèle proposé pour ce profil est reporté sur la figure 4.27.

Concernant le Bassin de Kachoda, on identifie les sédiments récents qui peuvent être du même âge que ceux du Bassin de Turkana (Pléistocène-Holocène), d'une profondeur moyenne de 1,5 km (sous les stations 19 et 20) (figure 4.27). Juste au-dessous et avec une épaisseur moyenne de ~ 800 m se trouvent les roches volcaniques. Sous les laves, le socle se rencontre à une profondeur de ~ 2.3 km. Cette stratigraphie est comparable à celle rencontrée dans le Bassin du Turkana, du point de vue résistivité, densité, épaisseur et profondeur.

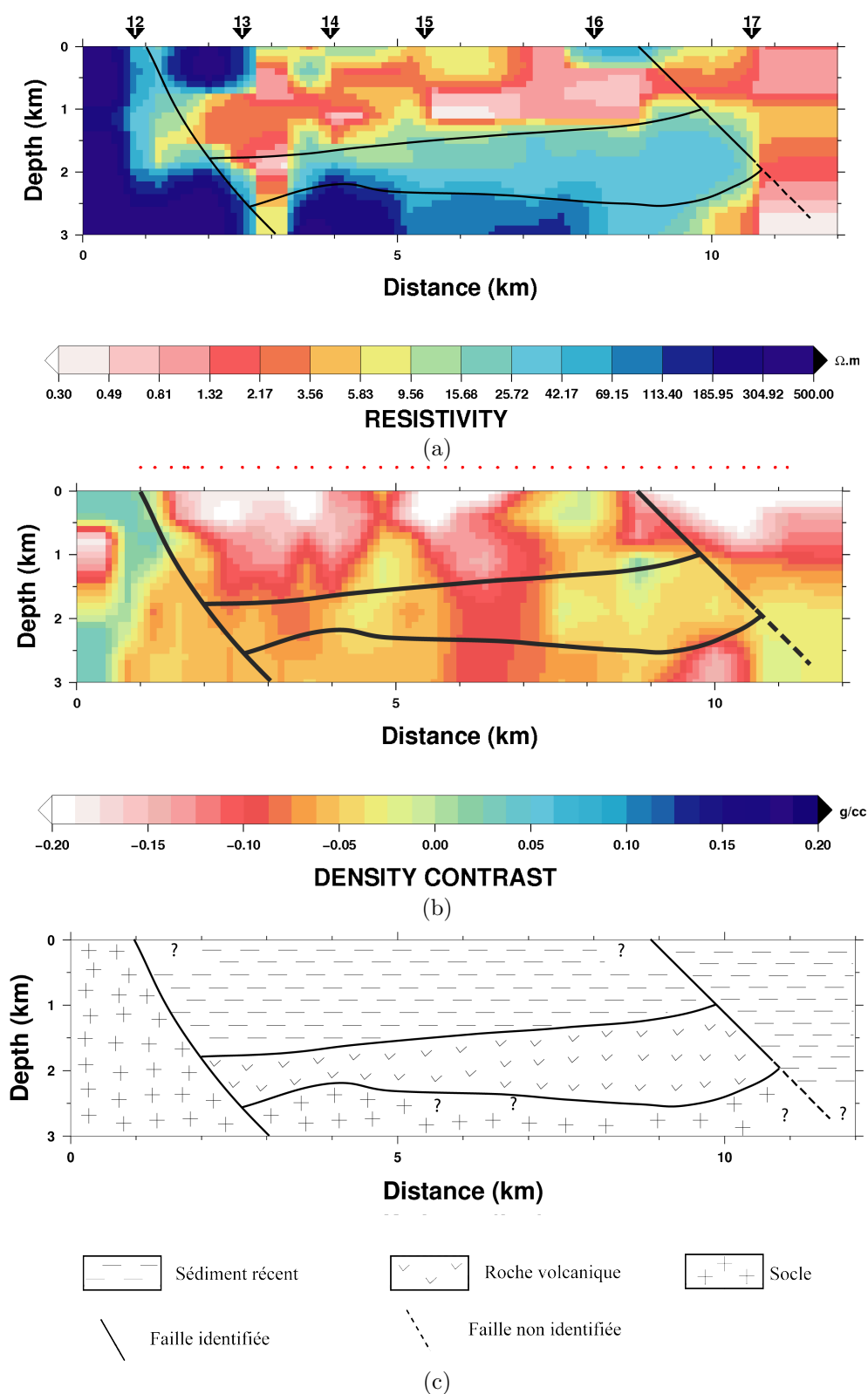


FIG. 4.26: Interprétation géologique du profil nord. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique proposé. On remarque aussi l'existence des zones de non similarité comme le profile 1 entre le modèle de densité et de résistivité.

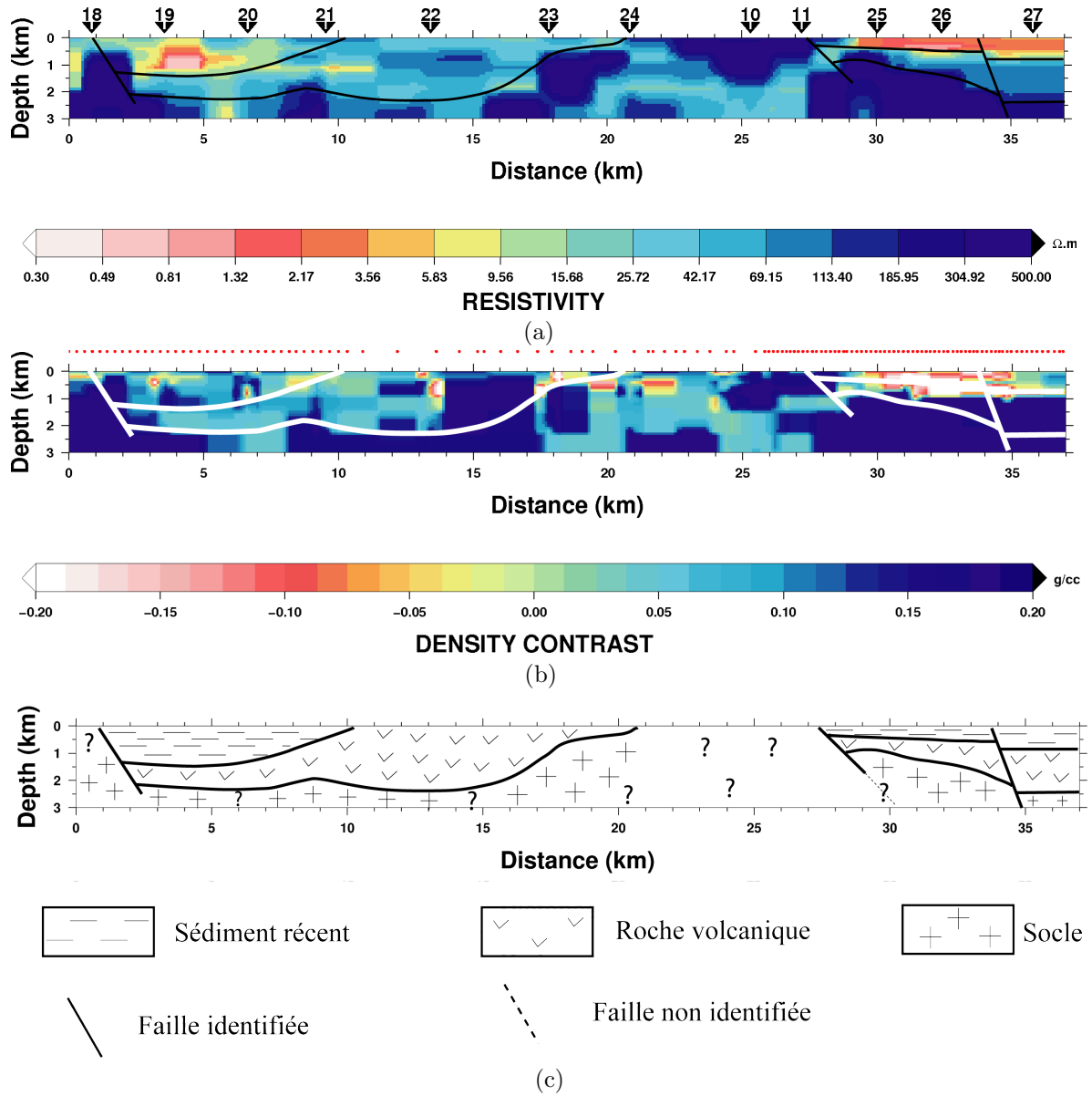


FIG. 4.27: Interprétation géologique du profil 2. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique proposé. On remarque aussi l'existence des zones de non similarité comme le profil 1 entre le modèle de densité et de résistivité.

4.7.2 Structure de la lithosphère sous le Rift Turkana

Le modèle de résistivité obtenu (figure 4.14b) à partir du profil centre met en évidence deux grandes parties : un milieu hétérogène jusqu'à ~ 20 km de profondeur avec des valeurs de résistivité entre 0.3 et 500 $\Omega.m$. Entre 20 et 25 km de profondeur, le milieu est plus homogène sans grand contraste de résistivité. Sa résistivité moyenne est de 50 $\Omega.m$. Cette limite entre ces deux milieux à caractères différents peut être relié avec ce qu'on connaît dans la région.

Les études sismologiques ont montré que la limite croûte inférieure - manteau supérieur dans cette région se trouve à 20 km de profondeur seulement (figure 4.28) (Morley 1994). La transition croûte - manteau est donc visible dans nos modèles de résistivité (figure 4.14b), avec un manteau supérieur qui semble plutôt homogène et une croûte très hétérogène. Des structures résistantes de grandes dimensions dont le toit est à une profondeur de 2 km peuvent être associées au socle sur lequel reposent les basaltes et les sédiments (Cf. § 4.7.1).

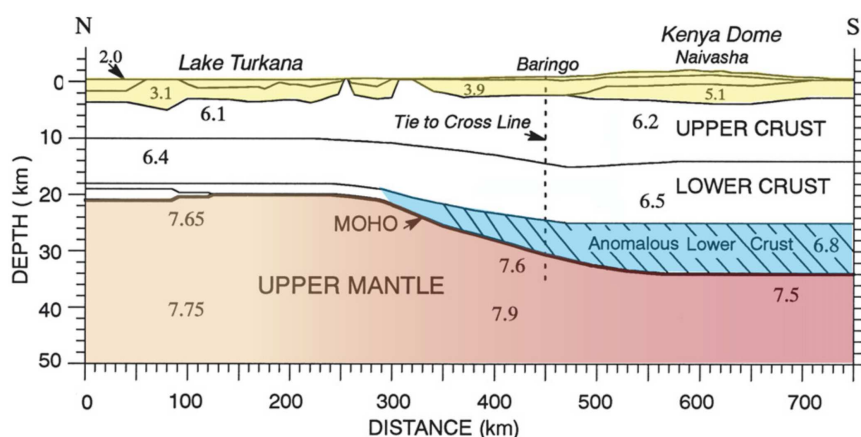


FIG. 4.28: Modèle de vitesse sismique obtenu du projet KRISP (Keller et al. 1994a,b). Les sédiments en surface et le volcanisme sont en jaune. Le bleu représente l'anomalie de vitesse élevée de la croûte inférieure associée au dôme Kenyan. En rouge représente une partie du manteau supérieur qui montre un gradient de vitesse qui diminue du nord au sud.

En profondeur, on observe deux structures conductrices importantes dans ce modèle de résistivité qui se situent dans la croûte inférieure. La première se situe sous les sites 10, 11, 25, 26 et 27 et possède une résistivité moyenne de 7 $\Omega.m$. C'est une structure inclinée qui commence à partir de ~ 5 km de profondeur sous le site 27 et atteint la profondeur de ~ 20 km sous les sites 10 et 11. La seconde anomalie conductrice, se trouve sous les sites 22, 23 et 24. Sa résistivité moyenne est de ~ 12 $\Omega.m$. Elle commence à partir de ~ 8 km de profondeur sous le site 22 pour atteindre les ~ 20 km de profondeur sous les sites 23 et 24. Le modèle de densité (figure 4.14c) montre les mêmes caractéristiques que le modèle de résistivité : une croûte fortement hétérogène et un manteau supérieur plutôt homogène. Les deux anomalies conductrices possèdent

des densités moins élevées que les roches encaissantes. Le contraste de densité moyen entre ces deux structures moins denses est de $\sim -0.05 \text{ g/cm}^3$.

La première interrogation évidente sur ces structures est de savoir si elles sont réellement contraintes par les données d'une part et les interpréter en terme de structures d'autre part. Pour pouvoir répondre à cette interrogation il est tout d'abord nécessaire d'étudier la sensibilité des modèles de résistivité et densité obtenus. Pour cela, j'ai fait varier la résistivité obtenue par l'inversion pour une structure (réciproquement, fait varier la densité pour l'étude de la sensibilité des modèles gravimétriques), puis comparé la réponse du modèle modifié avec les données réelles.

Le profil centre (figure 4.14b) s'avère être le modèle le plus contraint par les données MT. En effet l'étude de sensibilité réalisée sur ce profil montre des structures quasiment toutes contraintes par les données. La seule structure qui n'est pas contrainte est la structure résistante profonde (12.5 - 30 km) qui se trouve sous la première anomalie conductrice à l'est du profil sous les sites 25, 26 et 27. Mise à part cette structure non contrainte, toutes les autres structures sont bien résolues y compris les deux structures conductrices (4.29). Le contraste de résistivité entre ces anomalies et la partie supérieure du manteau (20 - 30 km) est également contraint et sa résistivité moyenne est de $50 \Omega.m$. Ceci qui nous permet de dire qu'il n'y a pas continuité des deux anomalies conductrices dans le manteau supérieur. Les tests de sensibilité effectués sur le modèle de densité obtenu pour ce profil (figure 4.14c) montrent que toutes les structures sont contraintes avec des intervalles de tolérance différents d'une structure à une autre. Par exemple, pour la première anomalie conductrice (entre la distance 24 et 37 km sur le profil) l'intervalle de tolérance des valeurs de densités est de $\pm 0.01 \text{ g/cm}^3$. Au delà de ces valeurs, la réponse du modèle ne satisfait plus les données. Pour la deuxième anomalie conductrice (entre 13 et 24 km sur le profil), l'intervalle de tolérance est de $\pm 0.015 \text{ g/cm}^3$. Ce même intervalle de tolérance des valeurs de densité est obtenu pour le manteau supérieur.

Les tests de sensibilité menés sur le modèle de résistivité du profil nord (figure 4.13b) montrent que la structure conductrice inclinée qui se trouve à l'ouest du profil à une profondeur de 20 km et qui remonte jusqu'à $\sim 4 \text{ km}$ à l'est est contrainte par les données. Cependant, sous cette structure, c'est à dire dans le manteau supérieur, les données n'ont pas assez de résolution pour bien contraindre la structure. Rappelons que les valeurs très faibles de résistivité sont dues en grande partie à des effets 3D mis en évidence par l'inversion 3D (figure 4.10). Au dessus, dans la croûte supérieure, toutes les structures sont bien contraintes. La couche conductrice en surface (0 - 2 km) interprétée comme des sédiments récents ESt bien contrainte (Cf. 4.7.1). Juste au dessous, on retrouve le volcanisme tertiaire et le socle qui sont également bien contraints. L'étude de sensibilité du modèle de densité montre que toutes les structures sont contraintes mais avec des intervalles de tolérance plus larges. La structure moins dense (figure 4.13c) au milieu du modèle qui se trouve en profondeur entre 4 et 25 km sous les sites 12, 13, 14 et 15 est contrainte avec un intervalle de tolérance de $\pm 0.05 \text{ g/cm}^3$. Ces valeurs élevées impliquent que ces structures ne sont pas bien résolues. La structure plus dense en profondeur entre 10 et 30 km sous les sites 13, 14, 15, 16 et 17 possède

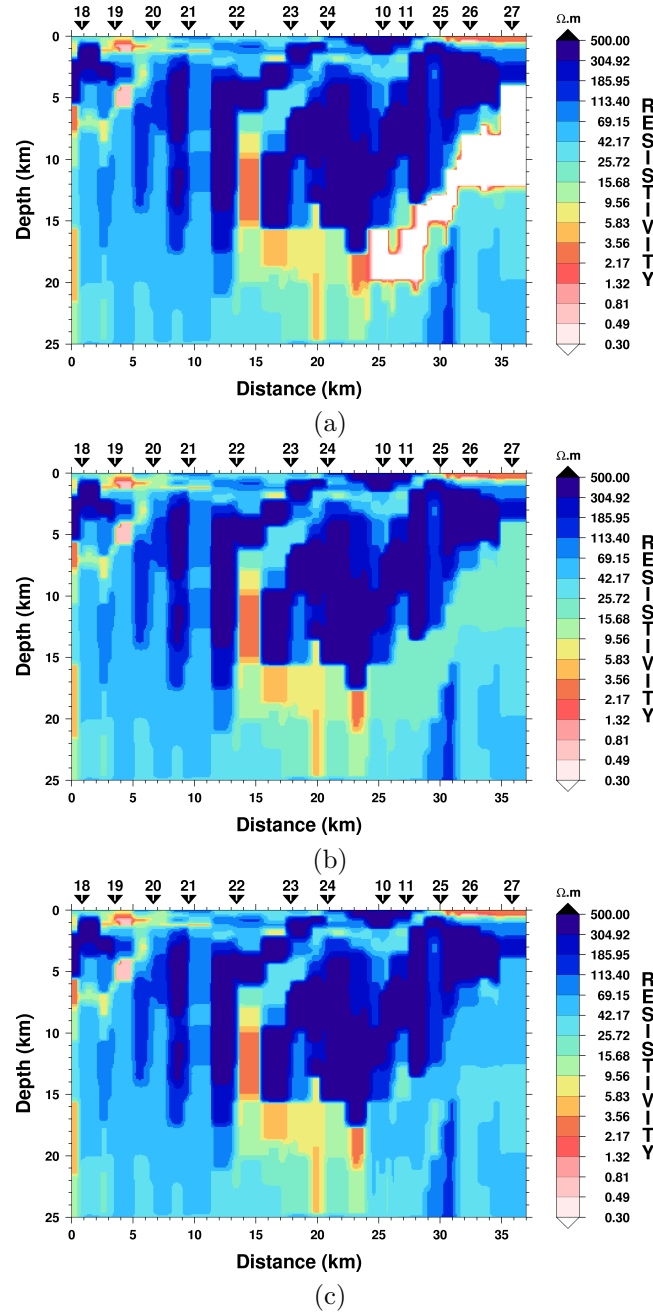


FIG. 4.29: Exemple illustrant l'étude de sensibilité sur le profile 2. La structure étudiée est la structure conductrice en profondeur sous les sites MT 10, 11, 25, 26 et 27. La résistivité de cette structure estimée par l'inversion conjointe est de $8 \Omega.m$. Je fixe un seuil de 1% : au delà de cet intervalle, la structure n'est plus contrainte par les données. a) En faisant diminuer sa résistivité à $0.3 \Omega.m$. La variation de la fonction erreur est de 0.17 %, c'est une variation très faible. b) En augmentant sa résistivité à $20 \Omega.m$, la variation de la fonction erreur est de $1.54 \Omega.m$. c) Résultat obtenu pour une valeur de résistivité de $50 \Omega.m$. La variation de la fonction d'erreur est de $3.41 \Omega.m$. On remarque bien que cette structure est très bien contrainte par les données.

un intervalle de tolérance de $\pm 0.01 \text{ g/cm}^3$. Notons également que le modèle de densité pour ce profil est obtenu avec une inversion qui présentait des signes d'instabilité (Cf. 4.5). C'est peut être pour cette raison que le modèle obtenu ne présente pas les mêmes caractéristiques que le modèle de résistivité.

Les tests de sensibilité menés sur le modèle de résistivité sud (figure 4.15b) ne sont pas très différents de ceux réalisés sur le profil nord. Les données MT contraignent bien la structure conductrice au centre du modèle qui se trouve entre 6 et 15 km de profondeur. Sa résistivité moyenne est estimée à $6 \Omega.m$. Au delà de 15 km de profondeur, les structures ne sont pas contraintes par les données. Pour l'étude de sensibilité du modèle de densité (figure 4.15c), les deux structures moins denses qui se trouvent entre 5 et 15 km sont bien contraintes. Celle la plus à l'est présente un intervalle de tolérance de $\pm 0.005 \text{ g/cm}^3$, elle est bien résolue. Celle à l'ouest est également contrainte et son intervalle de tolérance est de $\pm 0.015 \text{ g/cm}^3$. Toutes les structures de la croûte supérieure sont relativement bien contraintes. Cependant, les deux structures se situant au delà de 15 km ne sont pas contraintes. Ces mêmes structures ne sont donc pas contraintes à la fois par les données MT et gravimétriques.

La résistivité du manteau supérieur n'est contrainte que sous le profil central où elle varie entre 25 et $80 \Omega.m$. Ces valeurs, quoique faibles comparées à la conductivité de l'olivine pour un milieu thermiquement normal, sont bien plus fortes que celles observées dans la croûte inférieure et au dessus (5-15 $\Omega.m$). Dans le contexte géodynamique de cette région du rift Turkana, l'amincissement de la croûte (Morley 1994), le volcanisme et la phase d'expansion (Dunkley et al. 1993) traduisent une structure thermique et de la fusion en profondeur en accord avec des résistivités faibles. Des températures supérieures 1000°C sont probables.

Pour un manteau faiblement hydraté, la résistivité pour des températures entre $1000\text{-}1200^\circ \text{C}$ varie entre 104-105 $\Omega.m$ (Yoshino et al. 2008). Il est donc nécessaire d'introduire une phase électriquement conductrice pour expliquer les faibles valeurs observées. Le volcanisme récent, alcalin, suggère une source faiblement hydratée, chaude ne présentant qu'un faible pourcentage de fusion (Waff and Weill 1975; Pommier et al. 2009). D'après Roberts and Tyburczy (1999), moins de 1 % de fusion pour un magma alcalin à 0.1 $\Omega.m$ conduit à une résistivité moyenne roche+fusion de $\sim 40 \Omega.m$ à la condition que le milieu soit complètement connecté ce qui n'est pas sûr à de très faibles degrés de fusion. Si la phase fondue est complètement déconnectée, il faut alors près de 4 % de fusion pour expliquer une résistivité moyenne de $\sim 40 \Omega.m$ ce qui est probablement en contradiction avec l'hypothèse de non connexion (Waff and Bulau 1979). Une hypothèse raisonnable serait que le manteau présente sans doute pas plus de 1 % de liquide résiduel, partiellement connecté.

Les zones fortement conductrices dans la croûte au dessus et présentant un contraste de densité négatif suggèrent qu'elles sont la trace des produits de la fusion du manteau et présentent encore des taux de fusion partielle plus élevés pouvant atteindre 5 % ou plus étant donné les faibles valeurs de résistivité observées. La présence de ces produits de fusion dans la croûte n'exclue pas que des effets supplémentaires peuvent contribuer à diminuer la résistivité comme le début de fusion d'une partie de la croûte au voisinage

des intrusions et la présence de fluides riches en eau dans la croûte, susceptibles d'être incorporés dans la partie fondue (e.g. Tarits 1986). Cependant, un taux de fusion de quelques % de ces produits basaltiques alcalins est raisonnable ce qui suggérerait que le facteur principal pour expliquer les faibles valeurs de résistivité observées serait la fusion partielle.

Le modèle gravimétrique est limité à la portion crustale et, probablement, la partie supérieure du manteau (e.g. Morley 1994). Des effets gravimétriques liés à la présence de variations de densité à des plus grandes profondeurs ne sont donc pas modélisés de manière satisfaisante. D'après la sismique, l'épaisseur crustale est d'environ 15-20 km. La présence de magmatisme en surface, associée aux volcans du lac Turkana, ainsi que les résistivités de nos modèles, favorise l'hypothèse de la présence de fusion en profondeur, au niveau du manteau supérieur. Il est donc très probable que des zones de manteau moins denses soient présentes à des profondeurs supérieures à 20 km, correspondant en partie au manteau résiduel après la fusion (Scott and Stevenson 1989) et en partie à des températures anormalement élevées. L'existence de portions de manteau peu denses ($\Delta\delta = -0.1 g/cm^3$) à des profondeurs supérieures à 30 km a été proposée, à partir de modèles gravimétriques et sismiques, pour les rifts du Kenya (Hay et al. 1995) et de l'Ethiopie (Cornwell et al. 2006). Ces contrastes de densité présents en profondeur et non modélisés peuvent contribuer à augmenter artificiellement les contrastes de densité du modèle final.

Les modèles gravimétriques du rift du Kenya (Hay et al. 1995) et de l'Ethiopie (Cornwell et al. 2006) montrent des densités crustales de l'ordre de 2.7 à 2.8 g/cm^3 pour la partie supérieure, jusqu'à environ 15 à 20 km, et de 2.85 à 2.95 g/cm^3 pour la partie inférieure, jusqu'à environ 35 km. Ces modèles suggèrent également la présence de corps denses (3 g/cm^3) correspondant soit à du sous-placage soit à des intrusions mafiques, de basalte et/ou gabbro, ce qui est cohérent avec la présence de magmatisme en surface. Par analogie, il est probable que la densité moyenne de la croûte au niveau du Turkana soit également élevée. Les variations de densité positives de 0.15 g/cm^3 , bien corrélées à des corps résistants est cohérente avec une croûte moyenne assez dense.

Les contrastes de densité latéraux dans la portion moyenne de la croûte sont assez élevés, notamment ceux associés aux corps conducteurs (-0.06 à -0.1 g/cm^3). Des valeurs aussi fortes ne peuvent pas être expliquées uniquement par des variations de température. Par ailleurs, la rétention de petites portions de liquide, comme suggéré par la résistivité, ne produit pas de variations de densité significatives. Il est très probable que ces forts contrastes soient en partie liés à des effets plus profonds et non inclus dans le modèle conjoint (cf paragraphe antérieur) mais, même si tels effets sont considérés, des valeurs aussi fortes sont très probablement associées à un contraste lithologique. La présence de magmatisme basaltique en surface et les valeurs de résistivité du modèle suggèrent que des intrusions basaltiques sous forme de dykes existent dans la croûte et qu'un peu de liquide résiduel et des températures élevées sont associées à ces intrusions. En général, les intrusions basaltiques correspondent à des contrastes positifs de densité. Toutefois, l'association de valeurs élevées pour la densité moyenne de la croûte (par

exemple 2.9 g/cm^3) et de températures élevées au niveau des intrusions peut conduire à un contraste final négatif. Ces contrastes de densité élevés sont du même ordre que ceux obtenus par Ebinger and Ibrahim (1994).

En conclusion, les données de résistivité et de densité semblent indiquer un manteau actuellement inactif, encore chaud, avec probablement des liquides résiduels, surmonté par les zones de liquides émis et responsables de l'activité magmatique en surface. Ces zones ne paraissent plus alimentées tout au moins de façon importante par le manteau mais conservent encore des zones partiellement fondues susceptibles d'alimenter les émissions de surface

4.8 Conclusion

Les modèles de résistivité et de densité obtenus ont permis de confirmer certaines conclusions apportées par les résultats de la sismique réflexion et d'apporter des informations nouvelles. En effet, nos résultats coïncident bien avec les résultats de la sismique, où les bassins en forme de demi-graben sont bien identifiés. Un deuxième demi-graben est mis en évidence également à l'Est sous le lac Turkana. De plus, l'épaisseur des sédiments identifiée coïncide avec les résultats de la sismique réflexion réalisée par Wescott et al. (1999). Les modèles obtenus de cette application ont pu apporter de nouvelles informations et enlever ainsi des ambiguïtés dans l'interprétation. La sismique avait du mal, notamment, à identifier l'épaisseur des basaltes sous les sédiments récents. Avec nos résultats nous avons pu délimiter l'épaisseur des basaltes et mettre en évidence la variation horizontale de leur épaisseur. La deuxième contrainte apportée par ce travail est l'identification du socle sur lequel les basaltes et les sédiments récents reposent. Par contre, il est difficile de reconnaître l'existence ou non des grès de Lapur sous le volcanisme.

L'application de l'inversion conjointe à l'étude de la lithosphère sous le Rift Turkana, nous a permis d'identifier une croûte hétérogène et un manteau supérieur homogène. L'identification de la transition croûte inférieure - manteau supérieur, en effet, est bien identifiée dans les modèles de résistivité et de densité obtenus de l'inversion conjointe, où cette transition coïncide avec les modèles sismologiques avancés pour la région. Deux zones de fusion partielle ont été mises en évidence dans la croûte inférieure sans une alimentation permanente par le manteau supérieur. Ceci est vérifié par l'étude de sensibilité réalisée sur les modèles de résistivité et de densité. Le manteau supérieur en revanche semble homogène avec une valeur de résistivité moyenne de $50 \Omega.m$.

4.9 Annexe

4.9.1 Correction de relief par le MNT

Pour la correction de relief, le moyen le plus efficace et le plus rapide à présent est d'utiliser les modèles numériques de terrain (MNT). Dans mon cas, j'ai utilisé un MNT d'une résolution de $90 \times 90 \times 16$ m de type SRTM. Cette résolution est suffisante pour la reconstruction de la topographie de la région et estimer son effet gravimétrique. Le principe est donc de reconstruire la topographie régionale de Turkana ensuite, il suffit de transformer les différents pixels de l'MNT en parallélépipèdes (figure 4.31). La figure 4.30 est un exemple d'un MNT extrait de la région d'étude. Pour calculer

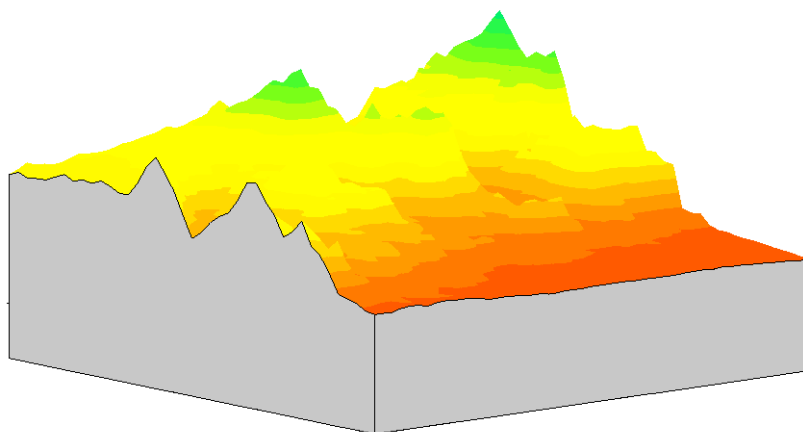


FIG. 4.30: Exemple d'un MNT de la région de Turkana avec une exagération verticale pour faire apparaître la topographie. Sa résolution horizontale est de 90×90 m et verticale de 16 m.

l'effet gravimétrique, il faut affecter une densité à chaque prisme. Cette densité est généralement prise comme une densité moyenne de la région d'étude. Dans notre cas, la densité moyenne a été obtenue par la méthode de Nettleton (Cf. § 1.3.3.2). De plus, il faut prendre en considération l'effet du lac de Turkana qui affecte d'une manière significative les données. Pour cela, on dispose de la bathymétrie du lac (figure 4.32) et on a procédé de la même manière que pour la partie terrestre, à savoir transformer la bathymétrie en prismes dont chacun possède une densité fixe. L'effet gravimétrique des reliefs sur le profil 2 est représenté sur la figure 4.33.

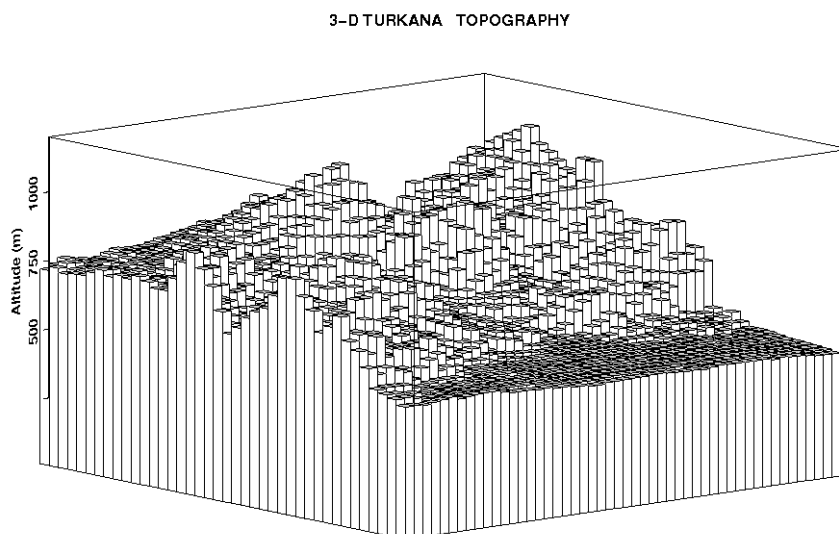


FIG. 4.31: Transformation des pixels de la figure 4.30 en parallélépipèdes pour le calcul de l'effet gravimétrique des reliefs sur les points de mesures.

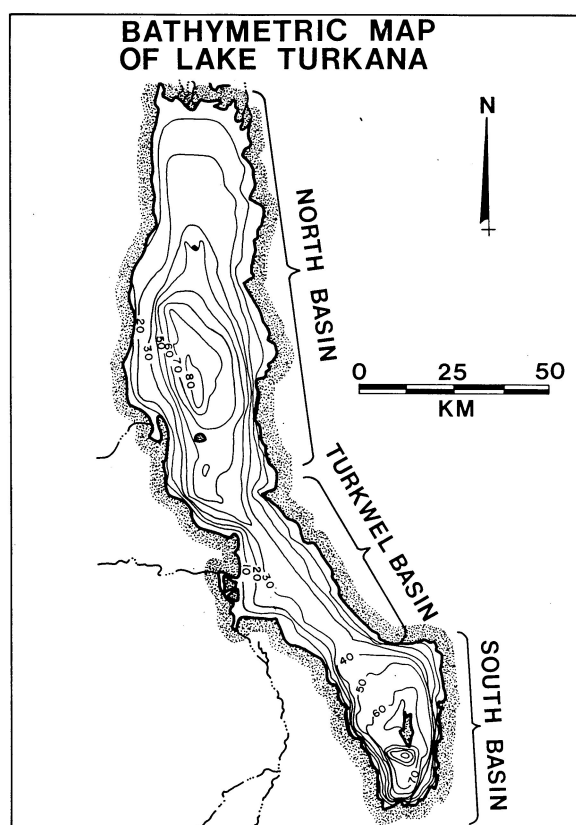


FIG. 4.32: Bathymétrie du lac Turkana (Barton and Torgersen 1988).

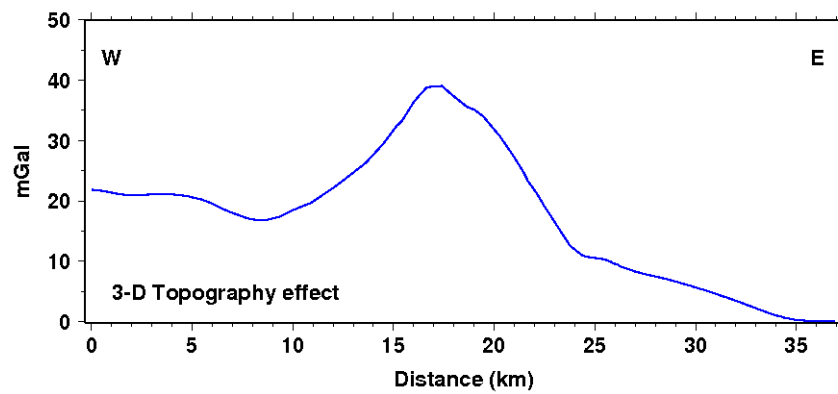


FIG. 4.33: L'effet gravimétrique des reliefs sur le profil 2

Conclusion & perspectives

Conclusion générale et perspectives

Mon travail de recherche a porté sur l'étude d'une méthodologie d'inversion géophysique conjointe de données de différentes natures. Chaque méthode d'investigation géophysique possède des limitations intrinsèques limitant l'accès à une information unique sur les structures géologiques profondes. La combinaison d'au moins deux techniques permet de réduire substantiellement le domaine des modèles géophysiques acceptables comme l'ont démontrés les travaux récents de Tiberi et al. (2003); Gallardo and Meju (2007). J'ai tenté de développer une approche qui, au moins conceptuellement, présente une certaine généralité dans la combinaison des données géophysiques. Dans la pratique, cette approche a été testée avec des données magnétotelluriques (MT) et gravimétriques. J'ai réalisé un grand nombre de tests sur des simulations de structures géologiques simplifiées. Je n'ai retenu dans ce manuscrit que certains de ces tests dans le cadre d'une publication soumise à *Geophysical Journal International*. Les résultats obtenus lors de ces tests sur des données synthétiques m'ont permis de définir une stratégie d'inversion et de valider la méthode. L'idée générale repose sur l'obtention d'un premier modèle à partir de données d'imagerie, ici la MT, à partir duquel je construis un modèle préliminaire pour l'autre donnée géophysique, ici la gravimétrie. La construction de ce modèle est réalisée au travers de la définition d'une fonction génératrice. Dans les exemples traités dans mon travail, cette fonction est essentiellement une fonction de contrainte géométrique à partir du modèle de résistivité. C'est cette fonction qui établit le lien entre les paramètres des deux méthodes.

Grâce à l'approche développée dans cette thèse et l'opportunité qui m'a été donnée d'acquérir des données de MT et de gravimétrie dans un contexte géodynamique exceptionnel, le Rift Est Africain, j'ai pu obtenir un ensemble de résultats nouveaux dans la région du lac Turkana, Nord Kenya, sur la compréhension des mécanismes d'alimentation magmatiques lors de la fusion du manteau sous le rift. L'obtention simultanément d'un modèle de résistivité et de densité a permis notamment de contraindre et d'interpréter la présence de structures crustales électriquement conductrices et moins denses que le matériau crustal. Enfin, dans les zones les plus superficielles des modèles (moins de 5 km), les résultats que j'ai obtenus ont permis d'identifier deux bassins en forme de demi-graben dans le Bassin de Turkana et sous le lac. L'épaisseur des sédiments récents identifiés est en accord avec l'épaisseur donnée par la sismique réflexion. L'imagerie sous-basaltes réalisée a notamment permis de préciser l'épaisseur des épanchements volcaniques et la profondeur du socle. Ces résultats feront l'objet de deux publications en préparation.

La discussion des différentes approches d'inversion conjointe présentée dans le cha-

pitre 2 permet de constater l'intérêt croissant pour cette problématique complexe et le peu d'algorithmes existants. Le travail réalisé durant cette thèse est une pierre supplémentaire à cet édifice. L'inversion conjointe présentée dans ce mémoire se base sur une approche structurale. Néanmoins, le concept utilisé peut être étendu par l'adjonction d'autres types de données (sismique, magnétisme). En outre, l'introduction de relations entre paramètres (de type pétrophysique ou hydrologique) pour des études environnementales est immédiat dans notre définition de l'établissement de relations entre paramètres distincts. En ce sens, l'approche proposée pourrait permettre de regrouper la plupart des méthodes publiées à ce jour.

A ce stade, l'un des développements qui me semble particulièrement pertinent et que je n'ai pas eu le temps d'entreprendre est d'introduire la donnée sismique (ou sismologique) dans l'approche proposée. Il faudrait en effet pouvoir débiter l'inversion par des données de ce type pour définir des modèles préliminaires de résistivité et de densité, voire d'aimantation si une telle information est pertinente dans le contexte étudié, et conduire l'inversion conjointe suivant une stratégie voisine de celle proposée dans ce mémoire. L'approche utilisée d'une fonctionnelle multi-paramètre à minimiser obtenue à partir du calcul séparé de chacun des types de données suivant leur algorithme de calcul direct propre offre une souplesse intéressante pour aborder ce difficile problème. Cette problématique est à l'étude dans le domaine de l'exploration pétrolière et pourrait être très prometteur dans toute approche d'imagerie géophysique tant locale que régionale ou globale.

Liste des figures

Table des figures

1.1	Origine des champs électromagnétiques primaires, d'après so2media (2009)	
	10	
1.2	Diffusion d'une onde plane sinusoïdale dans un milieu homogène. Elle est polarisée dans le plan horizontal (x,y) et progresse suivant la direction des profondeurs positives.	12
1.3	Diffusion d'un champ électromagnétique dans un milieu tabulaire de N couches horizontales.	14
1.4	Les différentes structures incluses par le code de modélisation 2D utilisé (Tarits 1984, 1989). La structure centrale (2D) est limitée latéralement par deux structures 1D. L'ionosphère n'est pas prise en compte dans le cas de la polarisation de la source en mode TM.	17
1.5	Principe de la force Newtonien	18
1.6	L'attraction gravitationnelle calculée au point P due à la distribution de la densité dans la masse M.	20
1.7	Présentation d'un prisme élémentaire pour le calcul de l'attraction gravifique d'un corps de dimension $x_1 \leq x \leq x_2$, $y_1 \leq y \leq y_2$ et $z_1 \leq z \leq z_2$ et de densité δ éloigné du point de mesure de R	25
2.1	Les quatre modèles possibles testés dans l'inversion conjointe TEM et DC - Schlumberger. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)	38
2.2	La géométrie du modèle 2D utilisé pour inverser conjointement les données de la MT et du dipole - dipole. L'exagération verticale est de 2 :1. D'après Sasaki (1989)	39
2.3	Résultat de l'inversion de la MT seule du modèle montré sur la figure 2.2. Les chiffres représentent les résistivités des blocs après inversion. Les contours représentent les valeurs 20, 30 et 80 $\Omega.m$. D'après Sasaki (1989)	40
2.4	Résultat de l'inversion des données de dipole - dipole seule du modèle de la figure 2.2. Les chiffres représentent les résistivités des blocs après inversion. Les contours sont de 20, 30 et 80 $\Omega.m$. D'après Sasaki (1989)	41

TABLE DES FIGURES

2.5	Résultat de l'inversion conjointe des données de la MT et de dipole - dipole du modèle (figure 2.2). Les chiffres représentent les résistivités des blocs obtenues après inversion. Les contours sont de 20, 30 et 80 $\Omega.m$. D'après Sasaki (1989)	41
2.6	Paramétrisation du modèle. Chaque couche L_n est subdivisée en bloc de densité δ . Les vitesses sismiques sont exprimées aux noeuds. La concentration des blocs et des noeuds peut varier en fonction de la densité des données et la position des sites. D'après Tiberi et al. (2003)	45
2.7	Disposition des couches et leurs interfaces prisent en compte dans l'inversion conjointe. Les données de la gravimétrie sont enregistrées dans les positions marquées par '+' et les VES aux points marqués par '*'. Les interfaces de résistivité et de densité sont limitées par les points (x_l, z_l) . La n ème couche est limitée par les interfaces k et $k + 1$. La résistivité de la cellule l de la couche n sous le sondage $VESp$ est notée par $\rho_{n,l,p}$. D'après Monteiro et al. (2006)	46
2.8	Le modèle utilisé pour générer les données synthétiques de VES et de gravimétrie. Noté l'exagération verticale de la représentation. D'après Monteiro et al. (2006)	48
2.9	a) Les réponses de résistivité et de densité obtenues des inversions séparées. Le modèle réel est représenté par des lignes discontinues. Les points représentent la moyenne des interfaces et les barres verticales leurs limites. b) Résultats de 3 VES obtenus par inversion des données en 1D (les points). Le modèle est représenté en ligne épaisse et la réponse en ligne fine. D'après Monteiro et al. (2006)	50
2.10	a) Les modèles de résistivité et de densité obtenus de l'inversion conjointe. Le modèle réel est représenté par des lignes discontinues. Les points représentent la moyenne des interfaces et les barres verticales leurs limites. b) Ajustement de la réponse du modèle (lignes continues) et les données (points) de 3 sondages représentatifs. D'après Monteiro et al. (2006)	51
2.11	Exemple d'un prisme définissant l'interface sédiment - socle. D'après Afnimar et al. (2002)	52
2.12	Modèle d'un bassin à deux couches utilisé dans l'inversion conjointe des données sismique réfraction et gravimétrie. Les contour représentent l'interface entre les sédiments et le socle. Ce dernier a une vitesse de 5.2 km/s et les sédiments ont une vitesse de 2.5 km/s . Les points noirs, les triangles et les étoiles représentent respectivement les stations gravimétriques, les géophones et les sources sismiques. D'après Afnimar et al. (2002)	53
2.13	Résultats de l'inversion séparée de la sismique (a) et et de la gravimétrie (b). c) résultat de l'inversion conjointe. Les contours sont des courbes isobathes, ils représentent l'interface sédiments-socle. D'après Afnimar et al. (2002)	54
2.14	Les modèles de densité (gauche) et de vitesse (droite) obtenus de l'inversion conjointe des différentes couches. D'après Tiberi et al. (2003)	55

2.15	Résolution des paramètres du modèle ; (a) de densité et (b) des vitesses sismiques. Les parties éclairées sont mieux résolue et les foncées le sont moins. D'après Tiberi et al. (2003)	56
2.16	Représentation schématique de la fonction du gradient croisé illustrant la similarité géométrique entre deux images p (a) et q (b). Les vecteurs représentent la valeurs des gradients ainsi que leurs orientations dans les zones correspondantes. Les vecteurs de la position 1 et 2 ont une amplitude significative mais des directions différentes, ils traduisent donc une différence dans leur géométrie structurale. De même le vecteur 3 a une amplitude significative mais par contre de sens opposé, impliquant une similarité structurale. c) représentation des valeurs du gradient croisé. L'échelle grisée est arbitraire allant de 0 à 10. Les valeurs élevées du gradient croisé correspondent aux zones de non similarité géométrique entre les images p et q . D'après Gallardo et al. (2005)	58
2.17	La grille utilisée dans la paramétrisation du modèle en 2D. En haut, on identifie les trois cellules permettant de calculer la fonction du gradient croisé discrète dans n'importe quelle position dans le modèle. Pour faire la liaison avec la relation (2.30) dans le texte, il suffit de remplacer les premiers indices r par 1 et s par 2. D'après Gallardo and Meju (2004)	59
2.18	La conception de l'image géospectrale et son découpage à plusieurs images individuelles. Ces dernières caractérisent les mêmes structures de la subsurface. D'après Gallardo and Meju (2007)	61
2.19	a) Modèle utilisé pour la simulation de donnée synthétique MT et sismique. Les chiffres représentent les vitesses V_p et les résistivité ρ de chaque unité de structure notées de A à F dont les limites sont marquées par des lignes épaisses. Les triangles inversés représentent les sites sismiques et les flèches représentent les sites MT. La grille en traits fin présente le maillage utilisé dans le calcul. b) la couverture par la sismique du modèle montré en (a). On voit que l'unité D n'est pas couverte par la sismique. D'après Gallardo and Meju (2007)	61
2.20	a) Modèle de résistivité obtenu de l'inversion séparée de la MT. b) Modèle de vitesse obtenu de l'inversion séparée de la sismique. c) et d) sont les modèles de résistivité et de vitesse obtenus de l'inversion conjointe de la MT et de la sismique, respectivement. D'après Gallardo and Meju (2007)	62

TABLE DES FIGURES

2.21	a) et b) représentent les différences entre le modèle synthétique d'origine de résistivité et celui obtenu par l'inversion séparée et conjointe, respectivement. c) et d) montrent également les différences correspondants au modèle sismique initial et celui obtenu après inversion séparée et conjointe, respectivement. La représentation graphique de la fonction du gradient croisé (t ou τ) traduisant la similarité géométrie entre le modèle de résistivité et de vitesse pour l'inversion séparée (e) et l'inversion conjointe (f). Les similarités géométriques se manifestent par la couleur blanche et de plus en plus que les structures ne présentent pas des similarités structurales, la valeur de la fonction $ t $ augmente et sa couleur s'éloigne ainsi du blanc. D'après Gallardo and Meju (2007)	63
2.22	Les données géophysiques utilisées pour l'imagerie géospectrale. a) et b) sont respectivement les temps de parcours des vitesses sismiques P et SH . c) et d) sont les résistivités obtenues par le sondage VES, où les chiffres indiquent le centre du dispositif, et les résistivités obtenues par un dipôle-dipôle, respectivement. e) sont les données magnétiques. D'après Gallardo and Meju (2007)	64
2.23	Résultats de l'inversion de l'image géospectrale. a) le modèle de vitesse V_p , c) le modèle de vitesse V_s , e) le modèle de résistivité et g) le modèle de l'aimantation. a), c), e) et g) sont les modèles obtenues par l'inversion individuelle des données et les modèles b), d), f) et h) sont leurs correspondant obtenus par l'inversion conjointe. D'après Gallardo and Meju (2007)	65
3.1	Model parametrisation and geometrical constraint defined by the GCF. In this example, the GCF gathers the resistivity parameters in a limited number of domains (here 3 domains). The 2-D grid is depicted by the horizontal and vertical lines. The parameters $m_{r\ ij}$ and $m_{d\ k}$ are the resistivity of the ij^{th} bloc and the density value of k^{th} domain, respectively	74
3.2	Model 1 used to generate synthetic MT (a) and gravity (b) data. The triangles are the MT sites and the gravity points respectively. The vertical and horizontal line defines the inversion grid.	76
3.3	MT inversion alone. Result for the synthetic model 1. Labels 1 – 3 define the GCF constraint for 3 domains. See text for details.	77
3.4	Joint inversion results. a) Final resistivity model. b) Final density model. c) Apparent resistivity and phase fit obtained AT 3 MT sites. The vertical bars are the data uncertainties; d) Gravity anomaly obtained from b). Red circles are the synthetic data and the blue line is the model response	77
3.5	a) Gravity misfit and (b) Density smoothness versus the number of iteration . c) MT misfit and (d) resistivity smoothness. e) Total misfit. Numbers 1-3 defines three zones discussed in the text.	78

3.6	a) Model 2 used to simulate MT and gravity synthetic data. The colour scale describes the resistivity values. The numbers in the model are the density values in g/cm^3 . The triangles are the MT sites and the dots the gravity data points. b) Resistivity model obtained from MT inversion alone.	80
3.7	Final resistivity (a) and density (b) models obtained from the joint inversion. c) Apparent resistivity and phase fits for 3 MT sites : in red, the TM mode and in blue the TE mode. d) Gravity response fit. . . .	80
3.8	See figure 3.5 caption	81
3.9	Top : Tectonic map of the Easter African Rift (after Le-Gall et al. 2005). Bottom : enlargement of the Turkana region, Northern Kenya. The MT and gravity data were acquired 3 profiles. The red dots are the MT sites and the open circles are the gravity points.	83
3.10	a) Preliminary resistivity model obtained from MT inversion alone. b) Initial gravity model constructed from GCF constraint. c) and d) are the final resistivity and density models obtained from joint inversion, respectively. e) apparent resistivity and phase fit for 3 MT sites. Red is TM and blue is TE. The vertical bars are the error bars. f) Free air gravity anomaly fit. The points are the observed data and the continuous line is the model response.	84
3.11	See figure 3.5 caption.	85
4.1	En haut : la dépression de Turkana se trouve entre le dôme Éthiopien au N-NE et le dôme Kenyen au S-SW. Cette zone relie donc le Rift Est-Africain et le rift Ethiopien (d'après Le-Gall et al. 2005). En bas, le positionnement des trois profils le long desquels les données magnétotelluriques et gravimétriques ont été acquises.	94
4.2	Les différents bassins qui existent au nord Kenya. D'après Tiercelin et al. (2004)	97
4.3	a) Positionnement des 3 profils. b) La stratigraphie du bassin Turkana. Les trois coupes sont limitées à droite par le Lac de Turkana. Leurs disposition est la même que les trois profils montrés sur (a). (Thuo et Tiercelin, communication personnelle)	99
4.4	a) Positionnement du profil 3. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil 3. Les triangles représentent la position des sites magnétotelluriques.	101
4.5	a) Positionnement du profil centre. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil centre. C'est le profil le plus long et qui passe à travers le bassin de Turkana et de Kachoda.	102
4.6	a) Positionnement du profil 1. b) Le modèle de résistivité électrique obtenu par l'inversion des données magnétotelluriques. Résultat obtenu pour le profil sud colocalisé avec la ligne sismique réflexion TVK10. . .	103

TABLE DES FIGURES

4.7	L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil nord représenté sur la figure 4.4 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.	104
4.8	L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil centre représenté sur la figure 4.5 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.	105
4.9	L'ajustement entre la réponse du modèle obtenu pour le profil sud représenté sur la figure 4.6 (traits continus) et les données réelles (cercles). Le calcul est fait pour le mode TE (bleu) et le mode TM (rouge). Les barres verticales représentent l'incertitude sur les données. a) résistivités apparentes et b) phases.	106
4.10	a) Positionnement des 3 profils. b) Résultat de l'inversion 3D des données magnétotelluriques. Les axes d'abscisses représentent la longitude et les ordonnées la latitude. Ils sont représentées en coupes d'épaisseur indiquée par la valeur de z . Les signes "+" indiquent la position des sites MT. Cette inversion est réalisée par Sophie Hautot (e.g. Hautot et al. 2000, 2007).	107
4.11	Coupes de résistivité électrique représentées dans le plan (x, z) réalisées à partir des résultats 3D montrés sur la figure 4.10 pour le profil nord (a), le profil centre (b) et (c) et pour le profil sud (d). Les parties les plus contraintes par les données sont celles sous les sites MT montrés par des flèches.	108
4.12	a) Positionnement des 3 profils. L'anomalie à l'air libre obtenue pour le profil nord (b), centre (c) et (d) sud. Les points indiquent la position des stations de mesures.	109
4.13	a) Positionnement du profil 3. Les modèles de résistivité (b) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil nord. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3 . Les points rouges sur (c) représentent les positions des stations de mesure.	111
4.14	a) Positionnement du profil 2. Les modèles de résistivité (b) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil centre. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3	112
4.15	a) Positionnement du profil 1. Les modèles de résistivité (c) et de densité (c) obtenus avec l'inversion conjointe pour le profil sud. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à une densité de 2.67 g/cm^3	113

4.16	a) Positionnement des 3 profils. Ajustement entre les données mesurées (en rouge) et la réponse des modèles obtenus par l'inversion conjointe (en bleu) pour les trois profils. a) La réponse du modèle de densité montré sur la figure 4.13c du profil nord, b) la réponse du modèle de la figure 4.14c du profil centre et (c) la réponse du modèle montré sur la figure 4.15c du profil sud.	114
4.17	Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil nord. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables. .	115
4.18	Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil centre. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Les chiffres 1, 2 et 3 désignent les 3 étapes successives pendant une même inversion conjointe (voir le texte pour plus d'explication). On peut remarquer dans (b) et (d) que la variation d'un paramètre (résistivité ou densité) engendre la variation de l'autre paramètre et cela pour maintenir la convergence du processus d'inversion. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables.	116
4.19	Progression de l'écart de la gravimétrie (a), de la MT (c) et de l'écart total (e) en fonction du nombre d'itérations pour le profil sud. b) et d) représentent la variation du contraste de la densité et de la résistivité au cours de l'inversion conjointe. Toutes les valeurs ont été normalisées par rapport à la valeur maximale pour qu'elles puissent être comparables.	117
4.20	a) Plan de position. b) Le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle ainsi que le modèle de densité (c) du profil nord. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de 2.67 g/cm^3	120
4.21	a) Plan de position. b) Le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle du profil centre. c) le modèle de densité qui lui correspond. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de 2.67 g/cm^3	121
4.22	a) Plan de position. b) le modèle de résistivité obtenu de l'inversion conjointe pour la partie superficielle du profil sud. c) le modèle de densité obtenu pour le même profil. Les contrastes de densité sont calculés par rapport à la densité de 2.67 g/cm^3	123
4.23	a) Vue d'hélicoptère de la falaise de « Lapur Peak », formée par les grès de Lapur (épaisseur moyenne environ 100-150 m en cet endroit). Sous les grès de Lapur se trouve le socle précambrien essentiellement formé par des amphibolites. b) Rive droite de la Gorge de Lokitaung, contact entre les grès de Lapur et les laves de la formation "Turkana Volcanics" (communication personnelle de J.-J. Tiercelin).	124

TABLE DES FIGURES

4.24	Interprétation géologique du profil sud. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique obtenu en se basant sur les données de résistivité et de densité caller avec l'interprétation sismique réalisée par Wescott et al. (1999). Le modèle de résistivité et de densité montrent quelque caractéristique différente, c'est dû au fait que nous sommes focaliser sur la partie profonde. Pour savoir si ces caractéristiques sont des artefactes ou non, il faudra construire une autre fonction géométrique en se basant seulement sur les premier 5 km.	125
4.25	Interprétation de la ligne sismique TVK-10 par Wescott et al. (1999). .	126
4.26	Interprétation géologique du profil nord. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique proposé. On remarque aussi l'existence des zones de non similarité comme le profile 1 entre le modèle de densité et de résistivité. .	128
4.27	Interprétation géologique du profil 2. a) Interprétation du modèle de résistivité obtenu. b) Interprétation du modèle de densité. c) le modèle géologique proposé. On remarque aussi l'existence des zones de non similarité comme le profile 1 entre le modèle de densité et de résistivité. .	129
4.28	Modèle de vitesse sismique obtenu du projet KRISP (Keller et al. 1994a,b). Les sédiments en surface et le volcanisme sont en jaune. Le bleu représente l'anomalie de vitesse élevée de la croûte inférieure associée au dôme Kenyan. En rouge représente une partie du manteau supérieur qui montre un gradient de vitesse qui diminue du nord au sud.	130
4.29	Exemple illustrant l'étude de sensibilité sur le profile 2. La structure étudiée est la structure conductrice en profondeur sous les sites MT 10, 11, 25, 26 et 27. La résistivité de cette structure estimée par l'inversion conjointe est de $8 \Omega.m$. Je fixe un seuil de 1% : au delà de cet intervalle, la structure n'est plus contrainte par les données. a) En faisant diminuer sa résistivité à $0.3 \Omega.m$. La variation de la fonction erreur est de 0.17 %, c'est une variation très faible. b) En augmentant sa résistivité à $20 \Omega.m$, la variation de la fonction erreur est de 1.54 $\Omega.m$. c) Résultat obtenu pour une valeur de résistivité de $50 \Omega.m$. La variation de la fonction d'erreur est de 3.41 $\Omega.m$. On remarque bien que cette structure est très bien contrainte par les données.	132
4.30	Exemple d'un MNT de la région de Turkana avec une exagération verticale pour faire apparaître la topographie. Sa résolution horizontale est de $90 \times 90 m$ et verticale de $16 m$	136
4.31	Transformation des pixels de la figure 4.30 en parallélépipèdes pour le calcul de l'effet gravimétrique des reliefs sur les points de mesures. . . .	137
4.32	Bathymétrie du lac Turkana (Barton and Torgersen 1988).	137
4.33	L'effet gravimétrique des reliefs sur le profil 2	138

Liste des tableaux

Liste des tableaux

2.1	Le résultat du modèle H. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)	37
2.2	Le résultat du modèle Q. Les résistivités ρ_i sont exprimées en $\Omega.m$ et les épaisseurs h_i en m . D'après Raiche et al. (1985)	38
2.3	Les valeurs de résistivité et de densité utilisées dans le modèle représenté dans la figure 2.8. D'après Monteiro et al. (2006)	47
2.4	Les intervalles de recherche utilisées dans les inversions. z_i sont les profondeurs des interfaces et r_i représentent les résistivités. D'après Monteiro et al. (2006)	49
2.5	Le modèle initial de vitesse et de densité ainsi que les paramètres B initiaux utilisés dans l'inversion conjointe. D'après Tiberi et al. (2003)	55
3.1	definition of the gravity model with GCF converting resistivity values into density	79

Bibliographie

Bibliographie

- Afnimar, K. Koketsu and K. Nakagawa, 2002. Joint inversion of refraction and gravity data for the three-dimensional topography of a sediment-basement interface. *Geophys. J. Int.*, 151, pp. 243–254.
- Avdeev, D. B., 2005. Three dimensional electromagnetic modelling and inversion from theory to application. *Surveys en Geophysics*, 26, pp. 767–799.
- Barton, C. E. and T. Torgersen, 1988. Palaeomagnetic and 210 pb estimates of sedimentation in lake turkana, east africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 68, pp. 53–60.
- Beiner, J., 1970. Fortran routine mindef for function minimization. *Institut de Physique, Univ. of Neuchatel, Switzerland*, 65, pp. 1–13.
- Björck, A., 1967. Solving linear least-squares problems by gram-schmidt orthogonalization. *Bit*, 7, pp. 1–21.
- Blakely, R. J., 1995. Potential theory in gravity & magnetic applications. *Cambridge University Press*, pp. 1–190.
- Bosch, M. and J. McGaughey, 2001. Joint inversion of gravity and magnetic data under lithologic constraints. *The Leading Edge*, pp. 877–881.
- Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early tertiary rift tectonics ineast africa. *Tectonophysics*, 209, pp. 115–137.
- Boulanger, O. and M. Chouteau, 2001. Constraints in 3d gravity inversion. *Geophysical Prospecting*, 49, pp. 265–280.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, pp. 605–635.
- Camacho, A. G., F. G. Montesinos and R. Vieira, 2000. Gravity inversion by means of growing bodies. *Geophysics*, 65, pp. 95–101.
- Candansayar, M. E. and B. Tezkan, 2008. Two-dimensional joint inversion of radiomagnetotelluric and direct current resistivity data. *Geophysical Prospecting*, pp. 1–13.
- Chave, A. D. and D. J. Thomson, 1989. Some comments on magnetotelluric response function estimation. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 14215–14225.

BIBLIOGRAPHIE

- Cornwell, D. G., G. D. Mackenzie, R. W. England, P. K. H. Maguire, L. M. Asfaw and B. Oluma, 2006. Northern main ethiopian rift crustal structure from new high-precision gravity data. *Yirgu, G. Ebinger, C.J. & Maguire, P.K.H. (eds). The Afar volcanic province within the East African Rift System. Geological Society, London, Special Publications*, 259, pp. 307–321.
- Dal-Moro, G. and M. Pipan, 2007. Joint inversion of surface wave dispersion curves and reflection travel times via multi-objective evolutionary algorithms. *Journal of Applied Geophysics*, 61, pp. 56–81.
- Degroot-Hedlin, C., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, p. 1612.
- Dell-Aversana, P., 2003. Integration loop of global offset seismic, continuous profiling magnetotelluric and gravity data. *First break*, 21, pp. 32–40.
- Dobroka, M., A. Gyulai, T. Ormos, J. Csokas and L. Dresen, 1991. Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal mine. *Geophysical Prospecting*, 39, pp. 643–665.
- Doucet, D. and V. N. Pham, 1984. Généralisation et optimisation de la méthode des différences finies pour la modélisation en magnétotellurique. *Geophysical Prospecting*, 32, pp. 292–316.
- Dubois, J., 1997. La gravimétrie en mer. *Institut océanographique, Paris*, pp. 1–30.
- Ducrocq, S., J. R. Boisserie, J. J. Tiercelin, C. Delmer, G. Garcia, M. F. Kyalo, M. G. Leakey, L. Marivaux, O. Otero, S. Peigné, P. Tassy and F. Lihoreau, 2009. New oligocene vertebrate localities from northernkenya (turkana basin). *Journal of Vertebrate Paleontology (in press)*.
- Dunkleman, T. J., J. A. Karson and B. R. Rosendahl, 1988. Structural style of the turkana rift. *Geology*, 16, pp. 258–261.
- Dunkley, P. N., M. Smith, D. J. Allen and W. G. Darling, 1993. The geothermal activity and geology of northern sector of the kenya rift valley. *British Geological Surveys, Research Report SC/93/1*, pp. 118–133.
- Ebinger, C. J. and A. Ibrahim, 1994. Multiple episodes of rifting in central and east africa : A re-evaluation of gravity data. *Geol. Rundsch*, 83, pp. 689–702.
- Ebinger, C. J. and N. H. Sleep, 1998. Cenozoic magmatism throughout east africa resulting from impact of a single plume. *Nature*, 395, pp. 788–791.
- Favetto, A., C. Pomposiello, J. Booker and E. A. Rossello, 2007. Magnetotelluric inversion constrained by seismic data in the tucumán basin (andean foothills, 27s, nw argentina). *J. Geophys. Res*, 112, pp. 1–12.
- Fischer, G. and B. V. L. Quang, 1981. Topography and minimization of the standard deviation in one-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. Astr. Soc.*, 67, pp. 279–292.

- Furman, T., J. G. Bryce, J. Karson and A. Iotti, 2004. East african rift system (ears) plumes structure : Insights from quaternary mafic lavas of turkana, kenya. *Journal of Petrology*, 45, pp. 1069–1088.
- Gallardo, L. A. and M. A. Meju, 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2d inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophys. Res. Lett.*, 30, pp. 244–256.
- Gallardo, L. A. and M. A. Meju, 2004. Joint two-dimensional dc resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophys. Res.*, 109, pp. 1–11.
- Gallardo, L. A. and M. A. Meju, 2007. Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltime data for structural and lithological classification. *Geophys. J. Int.*, pp. 1–12.
- Gallardo, L. A., M. A. Meju and M. A. Pérez-Flores, 2005. A quadratic programming approach for joint image reconstruction : mathematical and geophysical examples. *Inverse problems*, 21, pp. 435–452.
- George, R., N. Rogers and S. Kelley, 1998. Earliest magmatism in ethiopia :evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology*, 26, pp. 923–926.
- Gomez-Trevino, E. and R. N. Edwards, 1983. Electromagnetic sounding in the sedimentary basin of southern ontario - a case history. *Geophysics*, 48, pp. 311–330.
- Haber, E. and D. Oldenburg, 1997. Joint inversion : a structural approach. *Inverse Problems*, 13, pp. 63–77.
- Harinarayana, T., 1999. Combination of em and dc measurements for upper crustal studies. *Surveys in Geophysics*, 20, pp. 257 – 278.
- Hautot, S., P. Tarits, K. Whaler, B. Le-Gall, J. J. Tiercelin and C. Le-Turdu, 2000. Deep structure of baringo rift basin (centre kenya) from three-dimensional magnétotelluric imaging : Implications for rift evolution. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 23.
- Hautot, S., K. Whaler, W. Gebru and M. Dessisa, 2006. The structure of a mesozoic basin beneath the lake tana area, ethiopia, revealed by magnetotelluric imaging. *Journal of African Earth Sciences*, 44, pp. 331–338.
- Hautot, S., R. T. Single, J. Watson, N. Harrop, D. A. Jerram, P. Tarits, K. Whaler and G. Dawes, 2007. 3-d magnetotelluric inversion and model validation with gravity data for the investigation of flood basalts and associated volcanic rift margins. *Geophys. J. Int.*, 170, pp. 1418–1430.
- Hay, D. E., R. F. Wendlandt and G. R. Keller, 1995. Origin of kenya rift plateau-type flood phonolites : Integrated petrologic and geophysical constraints on the evolution of the crust and upper mantle beneath the kenya rift. *J. Geophys. Res.*, 100, pp. 10549–10557.

BIBLIOGRAPHIE

- Henry, W. J., J. Mechie, P. K. H. Maguire, M. A. Khan, C. Prodehl, G. R. Keller and J. Patel, 1990. A seismic investigation of the kenya rift valley. *Geophys. J. Int.*, 100, pp. 107–130.
- Hering, A., R. Misiek, A. Gyulai, T. Ormos, M. Dobroka and L. Dresen, 1995. A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. part 1 : basic ideas. *Geophysical Prospecting*, 43, pp. 135–156.
- Hertrich, M. and U. Yaramanci, 2002. Joint inversion of surface nuclear magnetic resonance and vertical electrical sounding. *Journal of Applied Geophysics*, 50, pp. 179–191.
- Hohmann, G. W., 1983. Three-dimensional em modeling. *Surveys en Geophysics*, 6, pp. 27–53.
- Jegen, M. D., R. W. Hobbs, P. Tarits and A. Chave, 2009. Joint inversion of marine magnetotelluric and gravity data incorporating seismic constraints. preliminary results of subbasalt imaging off the faroe shelf. *Earth and Planetary Science Letters (in press)*.
- Jupp, D. L. B. and K. Vozoff, 1977. Resolving anisotropy in layered media by joint inversion. *Geophysical Prospecting*, 25, p. 460–470.
- Keller, G. R., C. Prodehl, M. A. Khan, P. Morgan, L. W. Braile, K. H. Olsen, R. F. Wendlandt and W. S. Baldrige, 1994a. The east african rift system in the light of krisp 90. in : Prodehl c., keller g. r., m. a. khan (eds.), crust and upper mantle structure of the kenya rift. *Tectonophysics*, 236, pp. 465–483.
- Keller, G. R., J. Mechie, L. W. Braile, L. W. Mooney and C. Prodehl, 1994b. Seismic structure of the uppermost mantle beneath the kenya rift. in : Prodehl c., keller g. r., m. a. khan (eds.), crust and upper mantle structure of the kenya rift. *Tectonophysics*, 236, pp. 201–210.
- Le-Gall, B., W. Vétel and C. K. Morley, 2005. Inversion tectonics during continental rifting : The turkana cenozoic rifted zone, northern kenya. *Tectonics*, 24, pp. 63–78.
- Li, Y. and D. W. Oldenburg, 1998. 3-d inversion of gravity data. *Geophysics*, 63, pp. 109–119.
- Li, Y. and D. W. Oldenburg, 2000. Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data. *Geophysics*, 65, pp. 540–552.
- Lines, L. R., A. K. Schultz and S. Treitel, 1988. Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53, pp. 8–20.
- Luo, Y., J. Xia, J. Liu, Q. Liu and S. Xu, 2007. Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 62, pp. 375–384.

- Mackie, R. L., T. R. Madden and P. E. Wannamaker, 1993. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations—theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, 58, p. 215.
- Mackie, R. L., J. T. Smith and M. R. Theodore, 1994. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations : The magnetotelluric example. *Radio Science*, 29, pp. 923–935.
- Manglik, A. and S. K. Verma, 1998. Delineation of sediments below flood basalts by joint inversion of seismic and magnetotelluric data. *Geophys. Res. Lett.*, 25, pp. 65–85.
- Marquis, G., 2004. Cours d'électromagnétisme. *Institut de physique de Globe de Strasbourg*, p. 85.
- Matias, D. L. V., A. Osella and E. Lascano, 2003. Joint inversion of wenner and dipole–dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, 54, pp. 97–109.
- Mechie, J., G. R. Keller, C. Prodehl, M. A. Khan and S. J. Gaciri, 1997. A model for the structure, composition and evolution of the kenya rift. *Tectonophysics*, 278, pp. 95–119.
- Meju, M. A., 1996. Joint inversion of tem and distorted mt soundings : Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61, pp. 56–65.
- Misiek, R., A. Gyulai, T. Ormos, M. Dobroka and L. Dresen, 1997. A joint inversion algorithm to process geoelectric and surface wave seismic data. part ii : applications. *Geophysical Prospecting*, 45, pp. 65–85.
- Mitsuhata, Y. and T. Uchida, 2004. 3d magnetotelluric modeling using the t-omega finite-element method. *Geophysics*, 69, pp. 872–891.
- Mogi, T., 1996. Three-dimensional modeling of magnetotelluric data using finite element method. *Journal of Applied Geophysics*, 35, pp. 185–189.
- Monteiro, S. F. A., A. Dupis, R. A. Antonio-Andrade and L. A. Mendes-Victor, 1997. 1d joint inversion of amt and resistivity data acquired over a graben. *Journal of Applied Geophysics*, 38, pp. 115–129.
- Monteiro, F. A. S., S. A. Sultan, P. Represas and A. L. El-Sorady, 2006. Joint inversion of gravity and geoelectrical data for groundwater and structural investigation : application to the northwestern part of sinai, egypt. *J. Geophys. Int.*, 165, pp. 705–718.
- Monteiro, F. A. S., R. A. Antonio-Andrade and A. Dupis, 2007. 2d joint inversion of dc and scalar audio-magnetotelluric data in the evaluation of low enthalpy geothermal fields. *J. Geophys. Eng.*, 4, pp. 53–62.
- Montesinos, F. G., A. G. Camacho, J. C. Nunes, C. S. Oliveira and R. Vieira, 2003. A 3-d gravity model for a volcanic crater in terceira island (azores). *Geophys. J. Int.*, 154, pp. 393–406.

BIBLIOGRAPHIE

- Moorkamp, M., A. G. Jones and D. W. Eaton, 2007. Joint inversion of teleseismic receiver functions and magnetotelluric data using a genetic algorithm : Are seismic velocities and electrical conductivities compatible? *Geophys. Res. Lett.*, 34, pp. 1–5.
- Moraes-Roberto, A. V. and R. O. Hansen, 2001. Constrained inversion of gravity fields for complex 3-d structures. *Geophysics*, 66, pp. 501–510.
- Morley, C. K., 1994. Interaction of deep and shallow processes in the evolution of the turkana rift. *Tectonophysics*, 236, pp. 81–91.
- Morley, C. K., 1999a. Influence of preexisting fabrics on rift structure, in c. k. morley ed., geoscience of rift systems-evolution of east africa. *AAPG Studies in Geology*, 44, pp. 151–160.
- Morley, C. K., W. A. Wescott, D. M. Stone, R. M. Harper, S. T. Wigger and F. M. Karanja, 1992. Tectonic evolution of the northern kenyan rift. *Journal of the Geological Society*, 149, pp. 333–348.
- Mugisha, F., C. J. Ebinger, M. Strecker and D. Pope, 1997. Two-stage rifting in the kenya rift : implications for half-graben models. *Tectonophysics*, 278, pp. 63–81.
- Newman, G. A. and D. L. Alumbaugh, 2000. Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients. *Geophys. J. int.*, 140, pp. 410–424.
- Ni, S., E. Tan, M. Gurnis and D. Helmberger, 2002. Sharp sides to the african superplume. *Science*, 296, pp. 1850–1852.
- Nielsen, L. and B. H. Jacobsen, 2000. Integrated gravity and wide - angle seismic inversion for two-dimensional crustal modelling. *Geophys. J. Int.*, 140, pp. 222–232.
- Nielsen, L., N. Balling, B. H. Jacobsen and M. L. W. Group, 2000. Seismic and gravity modelling of crustal structure in the central graben, north sea. observations along mona lisa profile 3. *Tectonophysics*, 328, pp. 229–244.
- Oldenburg, D. W., 1978. The joint inversion of magnetotelluric and direct current observations. *Eos, Trans., Am. Geophys. Union*, 59, p. 1036.
- Oldenburg, D., 1990. Inversion of electromagnetic data : An overview of new techniques. *Surveys in Geophysics*, 11, pp. 231–270.
- Parasnis, D. S., 1986. Principles of applied geophysics. *Chapman and Hall, London*, p. 402.
- Pek, J. and T. Verner, 2007. Finite-difference modelling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media. *Geophys. J. int.*, 3, pp. 505–521.
- Pianelo, L., D. Guérillot and T. Gallouët, 2000. Inversion simultanée des données sismiques et des données de production. *Oil & Gas Science and technology - Rev. IFP*, 55, pp. 235–248.

- Pommier, A., F. Gaillard, M. Malki and M. Pichavant, 2009. Methodological re-evaluation of the electrical conductivity of silicate melts. *soumis à Physics of the Earth and Planetary Interiors*, pp. 1–23.
- Prodehl, C., J. R. R. Ritter, J. Mechie, G. R. Keller, M. A. Khan, B. Jacob, K. Fuchs, I. O. Nyambok, J. D. Obel and D. Riaroh, 1997. The krisp 94 lithospheric investigation of southern kenya - the experiments and their main results. *Tectonophysics*, 278, pp. 121–147.
- Raiche, A. P., D. L. B. Jupp, H. Rutter and K. Vazoff, 1985. The joint use of coincident loop transient electromagnetic and schlumberger sounding to resolve layered structures. *Geophysics*, 50, pp. 1618–1627.
- Reddy, I. K., D. Rankin and R. J. Phillips, 1977. Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational soundings. *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 51, pp. 313–325.
- Roberts, J. J. and J. A. Tyburczy, 1999. Partial-melt electrical conductivity : Influence of melt composition. *J. Geophys. Res*, 104, pp. 7055–7065.
- Rodi, W. L., 1976. A technique for improving the accuracy of finite element solutions for magnetotelluric data. *Geophys. J. Int*, 44, pp. 484–506.
- Rodi, W. and R. L. Mackie, 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-d magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, pp. 109–119.
- Roecker, S., C. Thurber and D. McPhee, 2004. Joint inversion of gravity and arrival time data from parkfield : New constraints on structure and hypocenter locations near the safod drill site. *Geophys. Res. Lett*, 31, pp. 1–4.
- Rogers, N., R. Macdonald, R. Fitton, J. G. George and M. Smith, 2000. Two mantle plumes beneath the east african rift system : Sr, nd and pb isotope evidence from kenya rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 176, pp. 387–400.
- Samson, C., P. J. Barton and J. Karwatowski, 2006. Imaging beneath an opaque basaltic layer using densely sampled wide-angle obs data. *Geophysical Prospecting*, 43, pp. 509–527.
- San-Filipo, W. A. and G. W. Hohmann, 1985. Integral equation solution for the transit electromagnetic response of a three dimensional body in a conductive halfspace. *Geophysics*, 50, pp. 798–809.
- Sasaki, Y., 1989. Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. *Geophysics*, 54, pp. 254–262.
- Schnegg, P. A., 1999. A computing method for 3d magnetotelluric modelling directed by polynomials. *Earth Planets Space*, 51, pp. 1005–1012.
- Scott, D. R. and D. J. Stevenson, 1989. A self-consistent model of melting, magma migration and buoyancy-driven circulation beneath mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res*, 94, pp. 2973–2988.

- Silvester, P. and C. R. S. Haslam, 2006. Magnetotelluric modelling by the finite element method. *Geophysical Prospecting*, 20, pp. 872–891.
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury and M. Uyeshimad, 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion : data-space method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, pp. 3–14.
- Smith, J. T. and J. R. Booker, 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 3905–3922.
- so2media, 2009. La magnétosphère terrestre pour la csi. *La cité des sciences et de l'industrie www.cite-sciences.fr*, Consulté le 23 janvier.
- Talbot, M. R., C. K. Morley, J. J. Tiercelin, A. Le-Hérissé, J. L. Potdevin and B. Le-Gall, 2004. Hydrocarbon potentiel of the meso-cenozoic turkana depression, northern kenya. ii. source rocks : quality, maturation, depositional environments and structural control. *Marine Petroleum Geology*, 21, pp. 63–78.
- Talwani, M., 1973. Computer usage in the computation of gravity anomalies. in *Method in Computational Physics*, ed. Bolt, 8A., Academic. New York, pp. 343–389.
- Tarits, P., 1984. Rapport interne. *BEICIP*.
- Tarits, P., 1986. Conductivity and fluids in the oceanic upper mantle. *Physics of the earth and planetary interiors*, 42, pp. 215–226.
- Tarits, P., 1989. Contribution des sondages électromagnétiques profonds à l'étude du manteau supérieur terrestre. *Thèse d'Etat, Université de Paris VII*.
- Tarits, P., V. Jouanne, M. Menvielle and M. Roussignol, 1994. Bayesian statistics on non-linear inverse probleme : example of the magnetotelluric 1-d inverse problem. *Geophys. J. Int.*, 119, pp. 353–368.
- Telford, W. M., L. P. Geldart and R. E. Sheriff, 1990. Applied geophysics. *Cambridge University Press*.
- Tiberi, C., M. Diamant, J. Déverchère, C. P. Mariani, V. Mikhailov, S. Tikhotsky and U. Achauer, 2003. Deep structure of the baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology. *J. Geophys. Res.*, 108, pp. 1–15.
- Tiercelin, J. J., J. L. Potdevin, C. K. Morley, M. R. Talbot, H. Bellon, A. Rio, B. Le-Gall and W. Vétel, 2004. Hydrocarbon potentiel of the meso-cenozoic turkana depression, northern kenya. i. reservoirs : depositional enviroments, diagenetic characteristics, and source rock-reservoir relationships. *Marine Petroleum Geology*, 21, pp. 41–62.
- Tondi, R., R. D. Franco and R. Barzaghi, 2000. Sequential integrated inversion of refraction and wide-angle refraction traveltimes and gravity data for two-dimensional velocity structures. *Geophys. J. Int.*, 141, pp. 679–698.
- Turcotte, D. L. and G. Schubert, 2002. Geodynamics. *Cambridge University Press*, pp. 195–223.

- Vozoff, K., 1986. Magnetotelluric methods. *Society of Exploration Geophysicists*, pp. 1–763.
- Vozoff, K. and D. L. B. Jupp, 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. astr Soc*, 42, pp. 977–991.
- Waff, H. S. and J. R. Bulau, 1979. Equilibrium fluid distribution in an ultramafic partial melt under hydrostatic stress conditions. *J. Geophys. Res*, 84, pp. 6109–6114.
- Waff, H. S. and D. F. Weill, 1975. Electrical conductivity of magmatic liquids - effects of temperature, oxygen fugacity and composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, pp. 254–260.
- Wannamaker, P. E., 1991a. Advances in three-dimensional magnetotelluric modeling using integral equations. *Geophysics*, 56, p. 1716.
- Wannamaker, P. E., 1991b. Advances in three dimensional magnetotelluric modeling using integral equations. *Geophysics*, 56, pp. 1716–1728.
- Wannamaker, P. E., G. W. Hohmann and W. A. San-philipo, 1984. Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layred earths using integral equations. *Geophysics*, 49, pp. 60–74.
- Wannamaker, P. E., A. J. Stodt and L. Rijo, 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. Int*, 88, pp. 277–296.
- Ward, S. H. and G. W. Hohmann, 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. *In. Applied Geophysics. Ed. M.N. Nabighian*, 1, pp. 131–311.
- Wescott, W. A., S. T. Wigger, D. M. Stone and C. K. Morley, 1999. Geology and geophysics of the lotikipi plain, in c. k. morley ed., geoscience of rift systems-evolution of east africa. *AAPG Studies in Geology*, 44, pp. 55–65.
- Whaler, K. A. and S. Hautot, 2006. The electrical resistivity structure of the crust beneath yhe northern main ethiopian rift. *Yirgu, G. Ebinger, C.J. & Maguire, P.K.H. (eds). The Afar volcanic province within the East African Rift System. Geological Society, London, Special Publications*, 259, pp. 293–305.
- Yoshino, T., G. Manthilake, T. Matsuzaki and T. Katsura, 2008. Dry mantle transition zone inferred from the conductivity of wadsleyite and ringwoodite. *Nature*, 451, pp. 326–329.
- Zeyen, H. and U. Achauer, 1997. Deep structure of the baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology. *K. Fuchs (ed.), Upper Mantle Heterogeneities from active and passive seismology*, pp. 155–168.
- Zhang, Z. and D. W. Oldenburg, 1999. Simultaneous reconstruction of 1-d suceptibility and conductivity from electromagnetic data. *Geophysics*, 64, pp. 33–47.
- Zysermanand, F. I. and J. E. Santos, 2000. Parallel finite element algorithm with domain decomposition for three-dimensional magnetotelluric modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 44, pp. 337–351.

1 Résumé

Pour mieux comprendre les résultats géophysiques en termes de géologie, il est important d'utiliser différents types de données acquises par plusieurs méthodes. Une seule méthode géophysique n'a pas nécessairement la résolution suffisante pour expliquer la géologie. Avec une seule méthode, il peut être difficile de donner un sens géologique aux anomalies observées dans les modèles. L'inversion conjointe, en revanche, est une approche permettant de combiner des données de différentes natures. L'inversion conjointe peut être réalisée de deux façons: structurale ou pétrophysique. On peut subdiviser les inversions conjointes en deux groupes: l'inversion conjointe de méthodes sensibles au même paramètre physique comme les sondages électriques DC-DC et AC-DC, et l'inversion conjointe de méthodes sensibles aux paramètres de natures différentes, comme la gravimétrie et la sismique ou la sismique et la magnétotellurique (MT).

Dans ce travail de thèse, je présente la solution de l'inversion conjointe de données MT et gravimétriques. La bonne résolution verticale mais la faible couverture spatiale des données MT peuvent être complémentaire des données gravimétriques qui possèdent une excellente couverture spatiale mais une faible résolution verticale.

Le problème qui se pose dans l'inversion conjointe de données de différentes natures, est comment relier les différents paramètres. Des formules analytiques entre les vitesses sismiques et les densités ou entre les résistivités électriques et les densités sont destinées à des études spécifiques. En général, il n'est pas évident de relier les paramètres par des relations pétrophysiques. Par conséquent, il est nécessaire de développer des algorithmes qui n'imposent pas de relation spécifique entre les paramètres. L'approche d'inversion conjointe présentée ici est assez générale. Je pose une fonction de condition géométrique (GCF) sous laquelle les paramètres varient dans le même domaine pour imager les mêmes milieux.

La méthodologie développée durant cette thèse est testée et validée sur des modèles synthétiques. Une application est réalisée sur les données réelles acquises dans la région de Turkana, Nord Kenya, une branche du Rift Est Africain. Les résultats obtenus ont permis de confirmer certaines conclusions apportées par les résultats de la sismique réflexion et d'apporter de nouvelles informations. L'étude a permis, en effet, de mettre en évidence deux Bassins en forme de demi-graben et de déterminer l'épaisseur des basaltes, jusque là inconnus. Une stratigraphie est proposée pour les bassins de Turkana et de Kachoda. Concernant l'étude de la lithosphère, nos résultats montrent une croûte très hétérogène et un manteau supérieur homogène. Deux anomalies (conductrices et moins denses) ont été mises en évidence entre la croûte inférieure. Ces anomalies peuvent être des zones de fusion partielle à priori sont déconnectées du manteau supérieur ou s'est initié la fusion.

2 Abstract

Understanding geology from geophysical investigation is best when information is obtained from different kinds of data. A single method may not have sufficient resolution to provide the expected information. Joint inversion is a step forward to quantitatively combine data of different nature. Joint inversion may be considered in two different ways, petrophysical or structural. We may subdivide a joint inversion into two categories, joint inversion of data function of the same physical parameter, such as DC-DC or AC-DC resistivity soundings, and joint inversion of data of different nature such as gravity and seismic or seismic and magnetotelluric (MT).

Here, I present a solution for the joint inversion between MT and gravity data. The depth resolution but poor spatial coverage of MT data may be complementary of gravity data with excellent spatial coverage but little vertical resolution.

With data of different nature, the most important problem in the joint inversion is to define how to link both parameters. Analytical formulation between for instance seismic velocity and density or electrical resistivity and density are seldom and very specific. It is in general not obvious to link them through petrophysical relationships. As a consequence, it is necessary to develop algorithms that are free of any explicit formulation between the parameters. The inversion scheme presented here is quite general. I set a Geometrical Condition Function (GCF) under which parameters must vary in similar domains to image the same underground layers.

The method presented here was tested and validated on synthetic examples. Joint inversion were realized on field data which were acquired in Turkana area, northern Kenyan, branch of East African Rift System. The results obtained confirmed reflection seismic results obtained in the same area, and brought new information about the subsurface structure. This study allowed to define two Basins (half-graben basin) and determine the thickness of Turkana Volcanics, which unknown until now. A stratigraphic sequence is proposed for both Turkana and Kachoda basins. The results of lithospheric study showed a heterogeneous crust and homogeneous upper mantle. Two anomalies are localized on the lower crust. They are interpreted as partial fusion area without upper mantle connection.